



HAL
open science

Activité d'éclairs et paramètres physiques issus de l'observation radar dans les orages : application au projet HyMeX

Magalie Buguet

► **To cite this version:**

Magalie Buguet. Activité d'éclairs et paramètres physiques issus de l'observation radar dans les orages : application au projet HyMeX. Océan, Atmosphère. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2012. Français. NNT: . tel-00761486

HAL Id: tel-00761486

<https://theses.hal.science/tel-00761486>

Submitted on 5 Dec 2012

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.



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par *l'Université Toulouse III – Paul Sabatier*
Discipline ou spécialité : *Physique de l'atmosphère*

Présentée et soutenue par : *Magalie BUGUET*
Le *20 septembre 2012*

Titre :

*Activité d'éclairs et paramètres physiques issus de l'observation radar
dans les orages : application au projet HyMeX*

JURY

Yvon LEMAITRE (Rapporteur)
Pierre LAROCHE (Rapporteur)
Joël VAN BAELEN (Rapporteur)
Véronique DUCROCQ (Présidente du jury)
Eric DEFER (Examineur)
Sylvain COQUILLAT (Directeur de thèse)
Serge SOULA (Directeur de thèse)

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*
Unité de recherche : *Laboratoire d'Aérodologie – UMR 5560*
Directeur(s) de Thèse : *Serge SOULA et Sylvain COQUILLAT*

Remerciements

Au cours de ces trois années, j'ai eu l'occasion de côtoyer un grand nombre de personnes, et j'espère en oublier le moins possible dans les quelques lignes qui vont suivre.

En premier lieu, je tiens naturellement à remercier mes encadrants pour leur suivi, leur confiance, leurs (multiples) re-lectures et l'ensemble des connaissances qu'ils m'ont apporté durant ces trois années. Merci à Serge pour tes conseils et le temps que tu m'as consacré. Sylvain, merci pour ta patience, tes conseils, ta disponibilité et ton soutien (que j'avais déjà pu constater lors de mon stage de M2). Merci également de m'avoir permis de co-encadrer deux stages sur le prolongement de mon stage de M2R. Cela s'est avéré être des expériences très enrichissantes, même si je soupçonne que l'initiative n'était peut être pas si désintéressée avec une tentative (vaine il faut bien l'avouer) de m'occuper pour tarir mon flot de questions ... Plus sérieusement, j'en profite pour remercier également les quatre étudiants qui ont réalisé ces stages (Emilie, Christophe, Andy et Jean-François), pour leur travail et leur bonne humeur. J'espère que vous aurez apprécié autant que moi notre collaboration. Jean-François d'ailleurs, bonne continuation pour les trois années à venir!

Je tiens également à remercier les membres du jury : Pierre Laroche, Yvon Lemaître, Joël Van Baelen, Eric Defer et Véronique Ducrocq pour avoir accepté d'évaluer mon travail ainsi que pour l'ensemble de leurs remarques constructives et leurs contributions à l'amélioration de ce manuscrit. Je tiens particulièrement à remercier Eric Defer, pour ses conseils avisés et les multiples discussions que nous avons eues tout au long de cette thèse. Merci de m'avoir intégrée à l'équipe PEACH et de m'avoir permis de présenter mes travaux lors des réunions.

Nous allons maintenant commencer la longue liste des personnes que j'ai sollicitées à de multiples reprises au cours de ces trois années, et dont l'aide m'a été très précieuse. Cela vous soulagera peut être de ne plus entendre ou lire (par mails) des « Bonjour ! Excuse-moi de te déranger, ... » débutant mes questionnements plus ou moins longs et variés ...

Tout d'abord je remercie Michel Chong (sans qui le traitement des vitesses verticales n'aurait pas été possible) et Christelle Barthe (pour son aide dans la mise en place du calcul des flux ainsi que pour la définition des zones orageuses). Merci pour vos précieux conseils, votre patience face à l'ensemble de mes questions, ainsi que pour vos relectures, notamment lors de la rédaction d'article.

Un grand merci également à Olivier Bousquet pour son expertise sur les données radar, et pour m'avoir fourni les données manquantes malgré un emploi du temps surchargé mais toujours avec bonne humeur ! Merci également de m'avoir sollicitée pour présenter mes travaux à la conférence ERAD pour laquelle je remercie également Pierre Tabary.

Je n'oublie pas non plus Didier Gazein, sans qui les répartitions microphysiques n'auraient pu être obtenues par manque de place et de ressources sur l'ordinateur. Merci également pour le dépannage en NCO (loin d'être intuitif). Pour toute la partie « soutien informatique », merci également à Laurent, Jérémy, Juan, et Serge, sans qui la communication avec le monde curieux de ces boîtes grises ou noires, communément appelées ordinateurs, aurait été plus que difficile, voire impossible.

Pour les échanges intéressants sur les données microphysiques et la comparaison des radars, merci également à Hassan Al-Sakka.

Malgré le fait que mon aventure sur Méso-NH ait été de courte durée, merci à Jean-Pierre Chaboureau pour m'avoir mis le pied à l'étrier, ainsi qu'à l'équipe PAME (et notamment Evelyne) pour m'avoir permis de faire tourner les simulations.

Merci également à Jean-Pierre Pinty, Serge Chauzy, Frank Roux, Dominique Lambert, Evelyne Richard, Jean-François Georgis, que j'ai sollicités à tour de rôle dans leur domaine de recherche ou pas.

Je remercie bien sûr Frank Roux et l'ensemble du personnel du Laboratoire d'Aérodynamique, les permanents ou non et les doctorants (Susanna, Florian, Héloïse, Yvan, Romain et tous les autres) pour leur accueil et la bonne humeur générale. Merci également à Gisèle, Monique et Karine pour leur soutien administratif indispensable.

Je tiens également à remercier les personnes du projet HyMeX, et surtout l'équipe PEACH, qui ont apporté des financements complémentaires à cette thèse et faciliter la logistique (notamment lors de mes participations aux conférences). Merci à Météo-France (Antoine Kergomard, Béatrice Fradon, Olivier Bousquet) et à Météorage (Stéphane Pedeboy) pour m'avoir fourni les données sans lesquelles cette étude n'aurait pu être réalisée.

Je ne pourrais finir avant de remercier l'ensemble des personnes qui ont été là « hors-travail » durant ces années et qui ont contribué, à leur façon, à l'aboutissement de cette thèse. Afin d'être concise, un bref résumé : un très grand merci à tous (aux amis récents et anciens) pour l'ensemble des bons moments que nous avons partagés, que ce soit lors des repas du midi ou du soir, des concerts et festivals (y a des « fous-fourieux » qui font Toulouse-Annéville en voiture en une nuit, sans carte ni GPS en prime ...), des vacances, et des soirées en tout genre. Cet ensemble de personnes, plutôt inhomogène, se compose : des « fous de la fonda » et assimilés (Mick, Paul&Emma, Toph&Cha, Renaud, ...); des toulousains (Loulou, Clem, Nelly, Julio « Chef-Bibi », Vince, ...); et des non-toulousains (Chtite Ma' – et Enzo ! même s'il est tout neuf ! –, Natnat, Binôme, Carole « toute-floue », Pauline, ...). Une petite dédicace particulière tout de même à Loulou et Clem pour leur présence, leur écoute, leurs conseils en tout genre (plus ou moins avisés il faut l'avouer ...), et leur soutien indéfectible, tout spécialement le jour de la soutenance. Loulou, tu as géré la logistique d'une main de maître (oui, ça restera écrit noir sur blanc ... !). Clem, merci de m'avoir permis d'illustrer chacune de mes présentations avec tes photos d'éclairs toulousains!

Merci également à ma famille et particulièrement à mes parents, pour m'avoir permis de poursuivre mes études jusqu'au doctorat (déjà les « et pourquoi ? » à l'époque auraient dû leur mettre la puce à l'oreille ...) ainsi que pour leur présence et l'organisation du pot le jour de la soutenance. Papa, j'aurais peut être moins cherché à comprendre comment les choses fonctionnent si ma « formation en bricolage divers et varié » avait été moins étoffée (bricolage au sens large bien sûr sinon ce n'est pas drôle: de la table à tapisser à la bêche en passant par le joint de vidange et la bétonnière ...): c'est de ta faute ... mais surtout merci. Une pensée supplémentaire pour le « duo de choc » qui a échangé Toulouse pour Metz (hérésie!). Merci également à Laurent (le chasseur d'orages), qui a été le premier à me faire connaître le monde fascinant des orages et des éclairs.

Et enfin, toutes mes excuses aux personnes que j'aurais pu oublier dans cette liste non exhaustive. En cas de litiges, je vous invite à me contacter afin que nous remédiions à cette erreur de vive voix autour d'un rafraîchissement de réconciliation !

Table des matières

INTRODUCTION.....	17
1 DE LA FORMATION DU NUAGE A LA PRODUCTION D'ECLAIRS EN PASSANT PAR L'OBSERVATION	21
1.1 LE NUAGE D'ORAGE : FORMATION ET STRUCTURE.....	21
1.1.1 <i>La cellule convective simple (orage unicellulaire).....</i>	<i>22</i>
1.1.2 <i>Les orages multicellulaires.....</i>	<i>23</i>
1.1.3 <i>Les orages supercellulaires.....</i>	<i>24</i>
1.1.4 <i>Les systèmes convectifs de moyenne échelle (ou méso-échelle - MCS).....</i>	<i>25</i>
1.2 LA MICROPHYSIQUE PRESENTE.....	25
1.3 L'ELECTRISATION DU NUAGE.....	27
1.3.1 <i>Préambule.....</i>	<i>27</i>
1.3.2 <i>Les théories gravitationnelles.....</i>	<i>28</i>
1.3.2.1 <i>Les processus inductifs.....</i>	<i>28</i>
1.3.2.1.1 <i>Capture sélective des ions par les hydrométéores.....</i>	<i>28</i>
1.3.2.1.2 <i>Collision entre deux hydrométéores.....</i>	<i>29</i>
1.3.2.2 <i>Le mécanisme non-inductif.....</i>	<i>30</i>
1.3.3 <i>La structure électrique d'un orage.....</i>	<i>31</i>
1.4 LES ECLAIRS.....	32
1.4.1 <i>Théories d'initialisation de l'éclair.....</i>	<i>32</i>
1.4.2 <i>Les éclairs intra-nuage (IC).....</i>	<i>34</i>
1.4.3 <i>Les éclairs nuage-sol (CG).....</i>	<i>34</i>
1.5 LES SYSTEMES D'OBSERVATIONS.....	36
1.5.1 <i>L'observation des éclairs.....</i>	<i>36</i>
1.5.1.1 <i>Par satellite.....</i>	<i>36</i>
1.5.1.2 <i>Au sol.....</i>	<i>37</i>
1.5.1.2.1 <i>Le réseau français : METEORAGE.....</i>	<i>37</i>
1.5.1.2.2 <i>Les systèmes très hautes fréquences (VHF).....</i>	<i>38</i>
1.5.2 <i>L'observations du nuage.....</i>	<i>39</i>
1.5.2.1 <i>Par satellite.....</i>	<i>39</i>
1.5.2.2 <i>Au sol : les radars.....</i>	<i>40</i>
1.6 APERÇU DES RELATIONS ENTRE ECLAIRS ET PARAMETRES NUAGEUX.....	44
1.6.1 <i>Vue d'ensemble.....</i>	<i>44</i>
1.6.2 <i>L'hypothèse des flux.....</i>	<i>45</i>
2 PRESENTATION DES EVENEMENTS ET DES DONNEES	47
2.1 CHOIX DES EVENEMENTS.....	47
2.2 PRESENTATION DES EVENEMENTS.....	48
2.2.1 <i>La région parisienne.....</i>	<i>48</i>
2.2.2 <i>La région Sud-Est.....</i>	<i>49</i>
2.3 LES DONNEES.....	51
2.3.1 <i>Les données électriques.....</i>	<i>51</i>
2.3.2 <i>Les données radar composites.....</i>	<i>52</i>
2.3.2.1 <i>Les données de la région parisienne.....</i>	<i>53</i>

2.3.2.2	Les données de la région Sud-Est	53
2.3.2.3	Limites d'utilisation	53
2.3.3	<i>Les données radar polarimétriques : la microphysique</i>	54
2.3.3.1	Les données de la région parisienne.....	55
2.3.3.2	Les données de la région Sud-Est	55
2.3.3.3	Limites d'utilisation	56
2.3.4	<i>Les données satellites</i>	57
2.3.5	<i>Système de projection des données</i>	58
3	METHODOLOGIE	61
3.1	DEFINITION DE ZONES ORAGEUSES	61
3.2	CALCUL DES PARAMETRES DERIVES DES REFLECTIVITES COMPOSITES	62
3.2.1	<i>Evolution temporelle des profils de réflectivité maximum</i>	62
3.2.2	<i>Evolution temporelle des proportions en volume de forte réflectivité associée aux éclairs</i>	63
3.2.3	<i>Comparaison par zone orageuse du volume (et de la surface) de forte réflectivité et du nombre de CG</i>	64
3.3	CALCUL DES PARAMETRES DERIVES DE LA MICROPHYSIQUE	64
3.3.1	<i>Répartition verticale de la microphysique</i>	65
3.3.2	<i>Association entre microphysique et éclairs</i>	67
3.3.3	<i>Relations entre masses de glace et éclair</i>	68
3.3.4	<i>Relations entre flux de masse de glace et éclair</i>	69
3.3.4.1	Méthodologies antérieures	69
3.3.4.2	Méthodologie appliquée	70
3.4	RESUME DE LA METHODOLOGIE APPLIQUEE POUR L'ETUDE DES EVENEMENTS	72
4	RESULTATS REGIONAUX.....	75
4.1	LA REGION PARISIENNE : ETUDE GROUPEE DE DEUX EVENEMENTS	75
4.1.1	<i>Vue d'ensemble des événements</i>	75
4.1.2	<i>Etude des relations entre réflectivité et CG</i>	77
4.1.2.1	Proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG	77
4.1.2.2	Profils verticaux des maxima de réflectivité et activité CG.....	79
4.1.2.3	Comparaison entre forte réflectivité et CG par zone orageuse	80
4.1.3	<i>Etude des relations entre microphysique et CG</i>	81
4.1.3.1	Répartition globale de la microphysique.....	81
4.1.3.2	Identification des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG	82
4.1.3.3	Relation entre masses de glace et taux de CG.....	83
4.1.3.4	Relation entre flux de masse de glace et taux de CG	84
4.2	LA REGION SUD-EST: ETUDE GROUPEE DE TROIS EVENEMENTS.....	85
4.2.1	<i>Vue d'ensemble des événements</i>	85
4.2.2	<i>Etude des relations entre réflectivité et CG</i>	85
4.2.2.1	Proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG	86
4.2.2.2	Profils verticaux des maxima de réflectivité et activité CG.....	88
4.2.2.3	Comparaison par zone orageuse entre forte réflectivité et CG	91
4.2.3	<i>Etude des relations entre microphysique et CG</i>	92
4.2.3.1	Répartition globale de la microphysique.....	92

4.2.3.2	Identification des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG	92
4.2.3.3	Relation entre masses de glace et taux de CG	94
4.2.3.4	Relation entre flux de masse de glace et taux de CG	95
4.3	COMPARAISON DES RESULTATS REGIONAUX	95
4.3.1	<i>Relations entre réflectivité et CG</i>	95
4.3.2	<i>Relations entre microphysique et CG</i>	97
4.4	CONCLUSION	100
5	ETUDE D'UN CAS ISOLE : LE CAS HYMEX (6-7-8 SEPT. 2010)	103
5.1	VUE D'ENSEMBLE DE L'EVENEMENT	103
5.2	ETUDE DES RELATIONS ENTRE REFLECTIVITE ET CG	104
5.2.1	<i>Profils verticaux des maxima de réflectivité et activité CG</i>	104
5.2.2	<i>Comparaison entre forte réflectivité et CG par zone orageuse</i>	105
5.3	ETUDE DES RELATIONS ENTRE MICROPHYSIQUE ET CG	106
5.3.1	<i>Répartition globale de la microphysique</i>	107
5.3.2	<i>Identification des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG</i>	109
5.3.3	<i>Relations entre masses de glace et taux de CG</i>	110
5.3.4	<i>Relation entre flux de masse de glace et taux de CG</i>	111
5.3.5	<i>Evaluation de la variabilité des relations étudiées</i>	113
5.3.5.1	<i>Variabilité du contenu en glace (IWC)</i>	113
5.3.5.2	<i>Variabilité de la vitesse terminale des hydrométéores (v_t)</i>	115
5.3.5.3	<i>Variabilité due aux interpolations</i>	116
5.3.5.4	<i>Variabilité de la relation CG – produit des flux de masse de glace</i>	116
5.4	COMPARAISON DES JEUX DE DONNEES ISSUES DES RADARS DE NIMES ET MONTCLAR	117
5.4.1	<i>Comparaison des réflectivités restituées par les deux radars</i>	118
5.4.2	<i>Comparaison des masses de glace restituées par les deux radars</i>	119
5.4.3	<i>Impact sur les relations étudiées</i>	122
5.5	TEST D'UNE NOUVELLE DEFINITION DES MASQUES POUR LES ZONES ORAGEUSES	124
5.5.1	<i>Définition des différents régimes étudiés</i>	124
5.5.2	<i>Evolution temporelle globale</i>	124
5.5.3	<i>Comparaison des nombres de CG aux masses de glace</i>	125
5.6	CONCLUSION	127
6	ETUDE COMPARATIVE GLOBALE	129
6.1	COMPARAISON REGIONALE : LE CAS HYMEX ET LES CAS SUD-EST DE 2009	129
6.1.1	<i>Relations entre CG et forte réflectivité</i>	129
6.1.2	<i>Relations entre CG et microphysique</i>	130
6.2	REGROUPEMENT DE L'ENSEMBLE DES RESULTATS	131
6.2.1	<i>Relation entre réflectivité et CG</i>	132
6.2.2	<i>Relation entre microphysique et CG</i>	133
6.2.3	<i>Etude du paradoxe observé : focalisation sur deux ZO particulières</i>	139
6.3	NOUVEAU CALCUL DE FLUX POUR LE CAS HYMEX	144
6.4	PROPOSITION DE NOUVEAUX PARAMETRES	145
6.5	CONCLUSION	147

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES.....	149
BIBLIOGRAPHIE.....	155
LISTE DES ACRONYMES	163

Liste des figures

Chapitre 1 : De la formation du nuage à la production d'éclairs en passant par l'observation

1.1	: Schéma d'un émagramme	21
1.2	: Schéma des trois stades d'évolution d'une cellule orageuse.	22
1.3	: Coupe verticale schématique d'un orage multicellulaire	23
1.4	: Coupe verticale schématique d'une supercellule	24
1.5	: Diagramme de formation des précipitations liquides et solides.	26
1.6	: Schéma de la capture d'un ion en présence d'un champ électrique préexistant	29
1.7	: Schéma du processus inductif d'échange de charge par collision	29
1.8	: Schéma du processus de charge non inductif	30
1.9	: Structure des charges dans un nuage d'orage	32
1.10	: L'effet de pointe.	33
1.11	: Schéma de la propagation d'un éclair intra-nuage et d'un éclair nuage-sol . . .	34
1.12	: Les quatre types d'éclair nuage-sol	35
1.13	: Carte du réseau Météorage.	37
1.14	: Schéma d'émission et réception du signal par un radar.	40
1.15	: Schéma des coordonnées des cibles observées par le radar	41
1.16	: Carte du réseau français de radar : ARAMIS	41
1.17	: Schéma de fonctionnement d'un algorithme d'identification des hydrométéores	43

Chapitre 2 : Présentation des événements et des données

2.1	: Images satellites infrarouges du 24/08/09	48
2.2	: Images satellites infrarouges du 07/10/09	48
2.3	: Images satellites infrarouges des 1 ^{er} et 02/08/09	49
2.4	: Images satellites infrarouges du 18/09/09	50
2.5	: Images satellites infrarouges des 08 et 09/10/09.	50
2.6	: Images satellites infrarouges du 07/09/10	51
2.7	: Carte des radars du réseau ARAMIS identifiant chaque domaine d'étude. . . .	53
2.8	: Schéma d'une situation de faible couverture radar à haute altitude	54
2.9	: Schéma de la « grille » radar pour un PPI.	55
2.10	: Schéma de détermination du cône de silence	57
2.11	: Schéma représentant l'erreur de parallaxe	58
2.12	: Schéma de la projection des données radar.	59

Chapitre 3 : Méthodologie

3.1	: Schéma de définition des termes « pixel », « colonne » et « maille ».	61
3.2	: Création des zones orageuses sur un quart d'heure.	62
3.3	: Représentation de la colonne cylindrique considérée pour chaque CG dans le calcul de la proportion de fortes réflectivités associées aux CG.	63
3.4	: Schéma du calcul des proportions de chaque espèce microphysique par altitude.	66
3.5	: Détermination de la microphysique associée à un CG.	67
3.6	: Calcul des masses de glace par maille	69
3.7	: Schéma de la méthodologie de calcul du flux de masse de glace précipitante : (a) selon l'étude de Deierling et al. (2008), (b) : selon l'étude Barthe et al. (2010), (c) : dans cette thèse.	71

3.8	: Synthèse de la méthodologie appliquée au cours de l'étude des événements. .	73
-----	---	----

Chapitre 4 : Résultats régionaux

4.1	: Evolution temporelle des volumes de réflectivité supérieure à 40 et 50 dBZ et du nombre de CG sur l'ensemble du domaine pour le 24/08/09 et le 7/10/09. .	76
4.2	: Réflectivité radar à 2500 m avec CG superposés au moment des maxima d'activité CG, pour le 24/08/09 à 1830 UTC et le 7/10/09 à 1800 UTC.	76
4.3	: Evolution temporelle des surfaces des classes de température de sommet des nuages les plus froides pour le 24/08/09, (b) pour le 7/10/09.	77
4.4	: Evolution temporelle des proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG par rapport au volume total de forte réflectivité et de l'activité d'éclair dans l'ensemble des ZO du domaine le : (a) 24/08/09 et (b) 7/10/09. .	78
4.5	: Evolution temporelle des proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG par rapport au volume total de forte réflectivité et de l'activité d'éclair CG pour deux ZO suivies individuellement : (a) le 24/08/09 entre 1900 et 2200 UTC et (b) le 07/10/09 entre 1500 et 2100 UTC.	78
4.6	: Evolution temporelle des profils verticaux des réflectivités maximales (a) pour le 24/08/09, (b) pour le 7/10/09.	79
4.7	: Evolution temporelle des profils verticaux des réflectivités maximales (a) pour une ZO suivie individuellement le 24/08/09, (b) pour une ZO suivie individuellement le 7/10/09.	80
4.8	: Cas Parisiens : (a) Nombre de CG par ZO en fonction de la surface de réflectivité supérieure à 50 dBZ. (b) Nombre de CG par ZO en fonction du volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ.	81
4.9	: Répartition verticale des espèces microphysiques sur la totalité des événements dans les ZO situées à l'intérieur du cylindre creux centré sur Trappes pour (a) le 24/08/09 et (b) le 7/10/09. Répartition verticale des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG sur la totalité des événements dans les ZO pour (c) le 24/08/09 et (d) le 7/10/09.	82
4.10	: Pour les deux événements confondus: (a) Nombre de CG en fonction de la masse de glace précipitante par ZO. (b) Nombre de CG en fonction de la masse de glace non précipitante par ZO.	83
4.11	: (a) Nombre de CG en fonction du flux de masse de glace précipitante par ZO. (b): Nombre de CG en fonction du flux de masse de glace non précipitante par ZO. (c) : Nombre de CG en fonction produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante du par ZO.	85
4.12	: Evolution temporelle des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ et à 50 dBZ et du nombre de CG par quart d'heure pour (a) le 01-02/08/09 entre 1700 et 1100 UTC, (b) le 18/09/09 entre 0000 et 2345 UTC et (c) le 08-09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC. Les réflectivités à 2500 m avec les CG superposés sont représentées pour : (d) le 02/08/09 à 0700 UTC, (e) le 18/09/09 à 0345 UTC, (f) le 08/10/09 à 2030 UTC.	86
4.13	: Evolution temporelle des proportions de forte réflectivité (> 40 dBZ) associée aux CG et du nombre de CG par quart d'heure sur l'ensemble des ZO du domaine: (a) : le 01-02/08/09 entre 1700 et 1100 UTC, (b) : le 18/09/09 entre 0000 et 2345 UTC, (c) : le 08-09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC.	87

4.14	: Evolution temporelle des proportions en volume des réflectivités supérieures à 40 dBZ associées aux CG et du nombre de CG pour deux ZO suivies individuellement (a) le 02/08/09 entre 0315 et 0915 UTC, et (b) le 8 et le 9/10/09 entre 1700 et 2345 UTC.	88
4.15	: Evolution temporelle des profils verticaux des maxima de réflectivité et de l'activité CG pour (a) : le 01-02/08/09 entre 1700 et 1100 UTC, (b) : le 18/09/09 entre 0000 et 2345 UTC et (c) : le 08-09/10/09 entre 1700 et 2345 UTC	89
4.16	: Evolution temporelle des profils verticaux des maxima de réflectivités et des nombres de CG le 18/09/09 pour (a) : la ZO « maritime » entre 0000 et 0700 UTC et (b) : une ZO « continentale » entre 1315 et 1845 UTC. Réflectivités à 5000 m : (c) 0345 UTC pour la première ZO (sur mer), et (d) 1500 UTC (sur continent).	90
4.17	: Evolution temporelle des profils verticaux des maxima de réflectivité pour (a) : une ZO entre 0315 et 0915 UTC le 02/08/09 et (b) : la ZO constituant la zone principale de l'événement du 08-09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC. A droite : Réflectivités à 5000 m (c) 0700 UTC le 02/08/09, et (d) 2030 UTC le 08/10/09.	91
4.18	: Nombre de CG par ZO en fonction du volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ pour les 3 événements du Sud-Est de l'année 2009	92
4.19	: Répartition verticale des espèces microphysiques (exprimée en pourcentage) sur l'ensemble des événements (a) : 01 au 02/08/09 entre 1700 et 1100 UTC, (b) : 18/09/09 entre 0000 et 2345 UTC, (c) 08 au 09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC. Microphysique majoritairement associée aux CG sur l'ensemble des événements du (d) : 01 au 02/08/09, (e) : 18/09/09, (f) 08 au 09/10/09	93
4.20	: Pour l'ensemble des ZO des trois événements considérés : (a) Nombre de CG en fonction de la masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG en fonction de la masse de glace non précipitante	94
4.21	: Pour l'ensemble des ZO des trois événements considérés: (a) Nombre de CG en fonction du flux de masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG en fonction du flux de masse de glace non précipitante. (c) Nombre de CG en fonction du produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante	95

Chapitre 5 : Etude d'un cas isolé : le cas HyMeX (6-7-8 sept. 2010)

5.1	: Evolution temporelle des réflectivités supérieures à 40 et à 50 dBZ et du nombre de CG par quart d'heure entre le 6/09/10 – 1500 UTC et le 8/09/10 – 0430 UTC.	103
5.2	: Réflectivité radar à 2500 m le 7/09/2010 : (a) à 0100 UTC, (b) à 2100 UTC. .	104
5.3	: Evolution temporelle des maxima de réflectivité et du nombre de CG sur l'ensemble des ZO comprises dans le domaine d'étude. Les dates des jours considérés sont indiquées à 0000 UTC pour le 7 et le 8, et à 1500 UTC le 6 (heure de début de l'événement).	104
5.4	: (a) Evolution temporelle des maxima de réflectivité et du nombre de CG une ZO suivie individuellement le 6/09/10 entre 1500 et 2215 UTC. (b) Réflectivité (dans les ZO) à 5000 m le 6/09/10 à 1800 UTC : la ZO suivie est entourée en rouge.	105
5.5	: Nombre de CG versus volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ	106

5.6	: Répartition verticale de la microphysique (exprimée en pourcentage) (a) issue de Montclar, (b) issue de Nîmes. Espèces microphysiques majoritairement associées aux CG (exprimées en nombre de CG) pour (c) les données issues du radar de Montclar, (d) les données issues du radar de Nîmes.	107
5.7	: Répartition verticale de la microphysique restituée par le radar de Nîmes (exprimée en pourcentage) pour la journée du 6/09/10. (a) entre 1500 et 2345 UTC. (b) entre 1500 et 1845 UTC : période avec pas ou peu de précipitation sur le radar de Nîmes.	108
5.8	: Répartition verticale de la microphysique majoritairement associée aux CG+ d'intensité supérieure à 70 kA pour (a) Montclar (15 CG) et (b) Nîmes (63 CG).....	110
5.9	: Pour les ZO comprises dans le cylindre creux (70 – 130 km) centré sur le radar de Nîmes : (a) nombre de CG versus masse de glace précipitante, (b) nombre de CG versus masse de glace non précipitante.	111
5.10	: Pour les ZO comprises dans le cylindre creux (90 – 130 km) centré sur le radar de Montclar : (a) nombre de CG versus masse de glace précipitante, (b) nombre de CG versus masse de glace non précipitante.	111
5.11	: Pour les ZO comprises dans le cylindre creux (70 – 130 km) centré sur le radar de Nîmes : (a) Nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG versus flux de masse de glace non précipitante. (c) Nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante.	112
5.12	: Pour les ZO comprises dans le cylindre creux (90 – 130 km) centré sur le radar de Montclar : (a) Nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG versus flux de masse de glace non précipitante. (c) Nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante	112
5.13	: A gauche : Valeurs d'IWC restituées en fonction de la réflectivité radar via des lois Z-M (a) pour le graupel, (c) pour la grêle, (e) pour la glace non précipitante (cristaux de glace et neige sèche). A droite : Erreur relative commise sur l'IWC en fonction de la réflectivité : (b), (d), (f) : idem (a), (c), (e).....	114
5.14	: (a) Vitesse terminale des hydrométéores en fonction de la réflectivité radar restituée par deux lois Z- v_t . La courbe en rouge (bleu) représente la relation qui maximise (minimise) les valeurs de v_t . La courbe en trait plein (en pointillé) représente la relation utilisée (de comparaison). (b): Erreur relative commise sur v_t en fonction de la réflectivité.....	115
5.15	: Distribution verticale des valeurs de vitesse verticale de l'air par classe de $1.m.s^{-1}$ pour le cas Hymex : (a) avant interpolation, (b) après interpolation. L'échelle de couleurs représente le nombre de mesures dans chaque classe de vitesse.	116
5.16	: Pour le cas Hymex : nombre de CG versus produit des flux de masse de glace par zone orageuse. Les couleurs représentent les produits des flux : minimal (en bleu) calculé à partir des valeurs minimales d'IWC et de v_t , maximal (en rouge) calculé à partir des valeurs maximales d'IWC et de v_t , obtenu à partir de la méthodologie appliquée dans l'étude	117
5.17	: Réflectivité à 5000 m comprises dans les ZO le 7/09/10 à 1845 UTC.....	118
5.18	: Schéma d'illustration de la méthode de calcul et de représentation des réflectivités issues de chaque radar.	118

5.19	: Comparaison des réflectivités interpolées restituées par les radars de Nîmes et Montclar.	119
5.20	: Comparaison des masses de glace calculées dans chaque ZO de la zone commune aux deux radars, à partir des données de Nîmes et de Montclar pour (a) : la glace précipitante, (b) : la glace non précipitante.	120
5.21	: Données de réflectivités et de types microphysiques restituées par le radar de Nîmes pour deux tours parcourant l'élévation 2,4°.	121
5.22	: Exemple d'atténuation des réflectivités radar le 7/09/10 à 1615 UTC : tour 4 des radars de Montclar et de Nîmes.	122
5.23	: Pour le radar de Montclar : nombre de CG versus (a) masse de glace précipitante et (b) masse de glace non précipitante. Pour le radar de Nîmes : nombre de CG versus (c) masse de glace précipitante et (d) masse de glace non précipitante.	123
5.24	: Entre le 6/09/10 (1500 UTC) et le 8/09/10 (0430 UTC) (a) : Evolution temporelle des proportions représentées par chaque régime (CV, TR, STF) sur le quart d'heure (où 100 % représente la surface totale prise en compte). (b) : Evolution temporelle des nombres de CG compris dans chaque région (CV, TR, STF).	125
5.25	: Evolution temporelle du nombre de CG et de la proportion que représente la surface de région convective sur l'ensemble des zones.	125
5.26	: Nombre de CG versus masse de glace précipitante par ZO pour le cas Hymex entre le 6/09/10 (1500 UTC) et le 7/09/10 (2345 UTC) pour (a) les régions convectives, (b) les régions de transition, (c) les régions stratiformes	126
5.27	: Nombre de CG versus masse de glace non précipitante par ZO pour le cas Hymex entre le 6/09/10 (1500 UTC) et le 7/09/10 (2345 UTC) pour (a) les régions convectives, (b) les régions de transition, (c) les régions stratiformes .	126

Chapitre 6 : Etude comparative globale

6.1	: Nombre de CG par ZO en fonction du volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ pour les 4 événements de l'étude s'étant déroulés dans le Sud-Est	129
6.2	: Pour l'ensemble des ZO des 4 événements considérés : (a) Nombre de CG en fonction de la masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG en fonction de la masse de glace non précipitante	130
6.3	: Pour l'ensemble des ZO des 4 événements considérés : (a) Nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG versus flux de masses de glace non précipitante. (c) Nombre de CG versus produits des flux de masse précipitante et non précipitante.	131
6.4	: Par ZO, pour la totalité des événements étudiés : nombre de CG versus volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ. (a) : la plage de couleur représente le volume total de chaque ZO (en km ³), (b) la plage de couleur représente chaque ensemble d'événement auquel chaque ZO appartient.	132
6.5	: Pour la totalité des ZO des événement étudiés : (a) Nombre de CG versus masse de glace précipitante par ZO (c) Nombre de CG versus masse de glace non précipitante par ZO. (b) et (d) : idem (a) et (c) avec une différenciation des ensembles d'événements étudiés par couleur.	134
6.6	: Pour chaque ZO de la totalité des événements étudiés : (a) Nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante (c) : Nombre de CG versus flux de masse de glace non précipitante, (e) : Nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante. (b), (d) et (f) : idem (a), (c) et (e) avec une différenciation par couleur.	135

6.7	: (a) Idem Fig 6.6 (a), (b) idem Fig 6.6 (c), (c) idem Fig. 6.6 (e). A la différence des figures 6.6, les échelles de couleurs représentent le nombre de mailles intervenant dans le calcul de chaque paramètre.	138
6.8	: Réflectivité à 2500 m conservée dans les ZO, avec CG superposés (croix noires) pour (a) le cas parisien du 7/10/09 à 1915 UTC, et (b) le cas Hymex du 7/09/10 à 1900 UTC.	139
6.9	: Pour le 7/09/10 à 1900 UTC (cas Hymex), à 5000 m : (a) flux de masse de glace précipitante par maille, (b) flux de masse de glace non précipitante par maille, (c) produit des flux de masse de glace par maille. Pour le 7/10/09 à 1915 UTC (cas parisien), à 5000 m: (d), (e), (f) : comme pour (a), (b), (c), respectivement.	141
6.10	: Pour le 7/09/10 à 1900 UTC (cas Hymex), à 5000 m : (a) vitesses verticales de l'air interpolées en chaque point de mesure microphysique, (b) données polarimétriques de glace précipitante (c) données polarimétriques de glace non précipitante. Pour le 7/10/09 à 1915 UTC (cas parisien), à 5000 m: (d), (e), (f) : comme pour (a), (b), (c), respectivement.	142
6.11	: Evolution temporelle des vitesses verticales de l'air maximales (valeurs des vitesses considérées après interpolation en chaque point microphysique pour la comparaison avec les vitesses terminales de chute) dans les ascendances (en orange) et dans les subsidences (en bleu) pour (a) : le cas parisien du 7/10/2009, (b) : le cas Hymex (6-7/09/2010)	143
6.12	: Nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante pour chaque ZO de chacun des événements étudiés. Les ensembles d'événements sont différenciés par couleur : cas parisiens en bleu, cas Hymex en vert, cas Sud-Est de 2009 en rouge. Les droites de couleur sur ces graphiques représentent les régressions linéaires propres à chaque ensemble de données.	144
6.13	: Pour chaque ZO du cas Hymex (données provenant du radar de Nîmes) : (a) nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante, (b) nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante ...	145
6.14	: Pour le cas Hymex : nombre de CG versus produit des masses de glace précipitante et non précipitante (a) dans chaque ZO, (b) dans les parties convectives de chaque ZO.	146
6.15	: Pour le cas Hymex : nombre de CG versus produit des masses de glace précipitante et non précipitante et de la vitesse verticale de l'air ($w>0$) (a) dans chaque ZO, (b) dans les parties convectives de chaque ZO.	147

Liste des tableaux

Chapitre 2. Présentation des événements et des données	
2.1	: Critères de regroupements des arcs-en-retour en éclairs nuage-sol. 51
2.2	: Catégories microphysiques restituées par l'algorithme d'identification des hydrométéores utilisé à Météo France. 55
2.3	: Description d'un « super-cycle » du radar de Trappes. 55
2.4	: Description d'un « super-cycle » du radar de Nîmes. 55
2.5	: Description d'un « super-cycle » du radar de Montclar. 56
2.6	: Récapitulatif des principales caractéristiques des données radar. 57
Chapitre 3 : Méthodologie	
3.1	: Rayons internes et externes des cylindres creux centrés sur chaque radar 65
3.2	: Relations Z-M utilisées pour chaque type d'hydrométéore 66
Chapitre 4 : Résultats régionaux	
4.1	: Comparaison des relations entre taux d'éclairs par minute et masse de glace précipitante (mGP, en kg) trouvées dans des études antérieures et dans la présente 99
4.2	: Comparaison des relations entre taux d'éclairs par minute et flux de masse de glace précipitante trouvés dans une étude antérieure et dans la présente étude 99
4.3	: Comparaison des relations entre taux d'éclairs par minute et produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante trouvées dans des études antérieures et dans la présente étude. 100
Chapitre 5 : Etude d'un cas isolé : le cas Hymex	
5.1	: Relations Z-M utilisées pour tester la variabilité des IWC. 114
5.2	: Relations Z- v_t utilisées pour tester la variabilité des vitesses terminales. 115
Chapitre 6 : Etude comparative globale	
6.1	: Relations entre taux de CG (par minute) et masse de glace précipitante (mGP) trouvées pour chaque ensemble d'événement de l'étude. 136
6.2	: Relations entre taux de CG (par minute) et flux de masse de glace précipitante (FGP), et entre taux de CG (par minute) et produit des flux de masse de glace (PF), pour chaque ensemble d'événement de l'étude. 137
6.3	: Quelques valeurs statistiques basées sur le calcul des flux de masse de glace précipitante calculés par maille pour les 2 ZO isolées sur la figure 6.7 (a). . . . 139

Introduction

Au cours de l'automne, le Sud-Est de la France est régulièrement touché par des inondations sévères connues sous le nom d'épisodes Cévenols (inondation de Vaison-la-Romaine en 1992 et plus récemment dans le Gard en novembre 2011) pouvant avoir de graves conséquences pour les populations locales. Ces inondations sont causées par de très fortes précipitations très localisées et dues à d'importants systèmes orageux bloqués par le relief de la région. Le danger vient du fait qu'une grande quantité de pluie s'accumule localement durant un laps de temps relativement court (quelques heures). Ces orages peuvent aussi provoquer de fortes chutes de grêle. Or, de par leur caractère local et extrême, ces événements restent difficiles à prévoir. Touchant des régions souvent peuplées, il est important d'améliorer sans cesse leur prévisibilité par les modèles météorologiques, afin de prévenir la population le plus tôt possible.

Le projet Hydrological Cycle in Mediterranean Experiment (HyMeX, www.hymex.org) a pour but d'améliorer la compréhension et la quantification du cycle hydrologique du bassin méditerranéen et des processus qui y sont associés. Les principaux thèmes de recherche sont les événements violents à fort impact sociétal (les crues-éclair, les feux de forêts, les événements cycloniques associés à des vents violents, ...), un recensement des ressources en eau et de leur variabilité, mais aussi l'étude de l'impact du changement climatique sur l'ensemble du bassin méditerranéen. Les divers champs de recherche traités par ce projet sont séparés en cinq thématiques principales auxquelles un groupe de travail correspond. Le troisième groupe (WG3) se focalise sur l'étude des crues-éclair, des inondations et des systèmes qui en sont la cause. Un projet spécifique à l'électricité atmosphérique a été créé au sein de ce groupe (PEACH : Projet d'Electricité Atmosphérique pour la Campagne HyMeX), afin d'analyser l'activité d'éclair de ces systèmes orageux et d'évaluer l'apport de l'observation des éclairs à l'amélioration de la prévision des systèmes fortement précipitants, via l'assimilation de données d'éclairs.

En effet l'électrification, cause de la production d'éclair, est engendrée par les constituants du nuage. Diverses études ont montré que la présence simultanée de graupels, de cristaux de glace et d'eau surfondue était essentielle pour l'électrification d'un nuage (Takahashi, 1978 ; Saunders et al., 1991). Les forts courants ascendants présents dans un nuage d'orage engendrent le transport à haute altitude de vapeur d'eau et d'eau liquide et la formation de particules de glace. Les diverses interactions entre ces particules vont être à l'origine d'échanges de charges électriques entre elles. Ensuite la séparation de ces particules, notamment par sédimentation (les particules les plus lourdes chutent pendant que les plus légères peuvent rester en suspension ou être transportées par l'ascendance vers le sommet du nuage), va provoquer la formation de plusieurs zones de charges opposées dans le nuage. Une fois cette structure mise en place et sous certaines conditions, des décharges électriques (les éclairs) peuvent se déclencher à l'intérieur du nuage. La production d'éclair est donc directement liée à la dynamique et aux divers composants qui constituent la microphysique du nuage.

Les relations entre éclair et paramètres nuageux ont déjà fait l'objet de nombreuses études. Par exemple, des corrélations ont été trouvées entre éclair nuage-sol (CG, pour cloud-to-ground en anglais) et taux de précipitation (Petersen et Rutledge, 1998 ; Tapia et al., 1998 ; Carey et Rutledge, 2000). Les fortes réflectivités étant causées par les plus gros composants du nuage (pluie forte, graupel, grêle) et cette information étant plus facilement accessible de manière instrumentale, des études ont analysé le lien entre forte réflectivité et CG (Seity et al.,

2003). Récemment, Pessi et Businger (2009) ont mis en évidence une relation logarithmique entre taux d'éclairs total (CG + intra-nuage ou IC pour intra-cloud) et maximum de réflectivité (à partir de données satellite). D'autres travaux ont également porté sur la quantification du lien entre volume de courants ascendants et activité d'éclairs (Deierling et Petersen, 2008). Les relations entre éclairs et quantité de glace ont aussi été étudiées, notamment entre Ice Water Path (IWP, contenu en glace intégré sur la verticale) et activité d'éclairs (Petersen et al., 2005 ; Pessi et Businger, 2009) à partir de données satellite, ou entre masse de glace précipitante (graupel et grêle principalement) et activité CG (Gauthier et al., 2006 ; Latham et al., 2007).

L'hypothèse, dite « hypothèse des flux », développée notamment par Blyth et al. (2001) semble particulièrement prometteuse dans le développement de corrélations entre éclairs et paramètres nuageux. En effet cette hypothèse se base sur l'idée que le taux d'éclair produit par l'orage est proportionnel au produit du flux de masse de glace précipitante dirigé vers le bas et du flux de masse de glace non précipitante dirigé vers le haut. Ce produit sera donc d'autant plus fort que les deux catégories de glace seront co-localisées et avec des vitesses opposées. Ceci offre donc l'opportunité de prendre en compte un paramètre reflétant les interactions entre les particules de glace (et donc l'électrification du nuage) afin de le lier à l'activité électrique. L'étude de Deierling et al. (2008), basée sur des données radar et des données éclairs 3D, porte sur 11 épisodes orageux s'étant produits aux Etats-Unis (dans deux régions différentes et durant différentes campagnes de mesure). Sa particularité est qu'elle permet d'obtenir une très bonne corrélation entre taux d'éclair et produit des flux de glace à partir d'observations réalisées au sol (radar, détection des éclairs). Au cours de cette thèse, l'étude des relations basées sur une méthode similaire sera développée.

Des travaux ont également testé l'utilisation de l'activité d'éclair afin d'améliorer la prévision et le suivi des orages. Dans le cadre du projet européen FLASH (flash-eu.tau.ac.il), Kohn et al. (2011) ont montré que l'assimilation de données CG (détectés par le système grec ZEUS) afin de prévoir la localisation des cellules orageuses sur des régions méditerranéennes donnait des résultats encourageants. L'assimilation de CG a également été testée dans le but de modifier certains paramètres de modèle numérique de méso-échelle, comme le profil vertical d'humidité (Papadopoulos et al., 2005) ou la paramétrisation du schéma de convection profonde, afin de forcer ou d'inhiber la convection en fonction de la présence d'éclairs (Mansell et al., 2007). Ces études tendent à montrer une amélioration des prévisions des événements à courte échéance grâce à la prise en compte des éclairs.

D'autres études ont tenté d'appliquer le processus inverse dans les modèles, à savoir restituer le taux d'éclair observé à partir des diverses relations existant entre taux d'éclair et paramètres nuageux. L'étude menée par Barthe et al. (2010), sur 2 des 11 événements étudiés par Deierling et al. (2008), montre que l'utilisation des relations entre masse de glace précipitante et taux d'éclair et entre produit des flux de glace et taux d'éclair, restitue de façon relativement satisfaisante la tendance des taux d'éclair sans en restituer l'intensité. Au contraire, l'IWP tend à restituer un taux d'éclair plutôt satisfaisant pour l'événement étudié le plus violent (en utilisant la relation établie par Petersen et al., 2005).

Ces études montrent donc que la détermination et l'amélioration des relations quantifiables entre activité électrique et paramètres nuageux peut avoir une application concrète du point de vue de la modélisation et donc de la prévision.

Le travail effectué dans cette thèse se situe dans ce contexte. Le but est de tester l'existence de relations entre éclairs et paramètres nuageux sur la France métropolitaine, et notamment dans le Sud-Est, de les quantifier et d'améliorer nos connaissances de ces relations pour, à terme, évaluer la prise en compte des données d'éclairs dans la prévision des événements fortement précipitants.

Nous avons mené notre étude sur des épisodes orageux s'étant déroulés dans le Sud-Est de la France, siège d'événements orageux violents et de la première période d'observation spéciale (SOP 1.1) d'Hymex du 5 septembre au 6 novembre 2012. L'étude a cependant débuté par l'analyse de deux événements parisiens en raison de la disponibilité de l'ensemble des jeux de données. Elle a ensuite été poursuivie sur quatre événements s'étant produits dans le Sud-Est de la France en 2009 et 2010.

La présentation de ces six événements et des données utilisées pour mener à bien ce travail fait l'objet du deuxième chapitre de ce document. La méthodologie développée et appliquée au cours de cette étude sera détaillée dans le chapitre 3. Ensuite, les résultats obtenus sur les événements de l'année 2009 (5 des 6 cas étudiés) seront présentés dans le chapitre 4, avec une séparation des résultats obtenus sur la région parisienne et sur la région Sud-Est, suivie d'une comparaison entre les deux régions. Dans le chapitre 5, l'étude d'un cas particulier considéré comme le premier cas représentatif de la campagne HyMeX s'étant déroulé dans le Sud-Est de la France au cours de l'année 2010 sera détaillée. Une comparaison des quantités de glace restituées par deux radars polarimétriques différents (appartenant au réseau opérationnel de Météo-France, l'un fonctionnant en bande C, l'autre en bande S) y sera également développée. Enfin, un test de regroupement des résultats sur la région Sud-Est dans un premier temps, puis de l'ensemble des résultats (toutes régions confondues), sera également développé au cours du chapitre 6, afin d'évaluer si les relations étudiées présentent un caractère global ou régional. Afin de faciliter la compréhension de ce document, l'ensemble de cette étude est précédé d'un premier chapitre regroupant l'état des connaissances générales (non exhaustif) portant sur la formation et l'évolution des orages, les processus qui s'y déroulent, ainsi que sur les systèmes utilisés pour leur observation.

1 De la formation du nuage à la production d'éclairs en passant par l'observation

1.1 Le nuage d'orage : formation et structure

Un nuage d'orage se caractérise par une activité électrique et par une extension verticale conséquente de l'ordre de la dizaine de kilomètres. Le type de nuage correspondant à cette description est le cumulonimbus. Sa formation est favorisée par la présence et la combinaison de trois facteurs : la chaleur, l'humidité et l'instabilité. Son développement est dû au soulèvement de masses d'air relativement chaud et humide dans des conditions d'instabilité atmosphérique. Ce soulèvement peut être initié soit par un fort réchauffement des sols par le rayonnement solaire, soit par un forçage lorsque ces masses d'air rencontrent les pentes d'un relief, la surface d'un front, ou une région de convergence des vents dans les basses couches de l'atmosphère.

Deux indices principaux permettent d'estimer le potentiel convectif de l'atmosphère : la CAPE et la CIN. La CAPE (Convective Available Potential Energy) représente l'énergie potentielle dont dispose une particule d'air pour s'élever dans l'atmosphère à partir de son niveau de convection libre. Au-delà de ce niveau, la particule est plus chaude (et donc plus légère) que son environnement, et va subir une accélération vers le haut sous l'action de la force de flottabilité. Son ascension va se poursuivre, en moyenne, jusqu'à ce qu'elle redevienne plus froide que son environnement, moment où la particule atteint son niveau d'équilibre thermique (correspondant à la hauteur estimée des nuages convectifs). Il est considéré que plus la CAPE est forte, plus la probabilité d'un fort développement convectif est importante.

Pour qu'une particule d'air située en basse couche puisse atteindre son niveau de convection libre et subir une ascendance comme décrit ci-dessus, elle doit auparavant acquérir suffisamment d'énergie. La CIN (Convective Inhibition) représente cette quantité d'énergie. Cette énergie peut être fournie grâce à un « forçage extérieur » tel que le passage d'un relief, un soulèvement frontal ou de fortes turbulences dans la couche limite (convergence de vent dans les basses couches) ou à plus grande échelle par un forçage d'échelle synoptique lié à des anomalies d'altitudes.

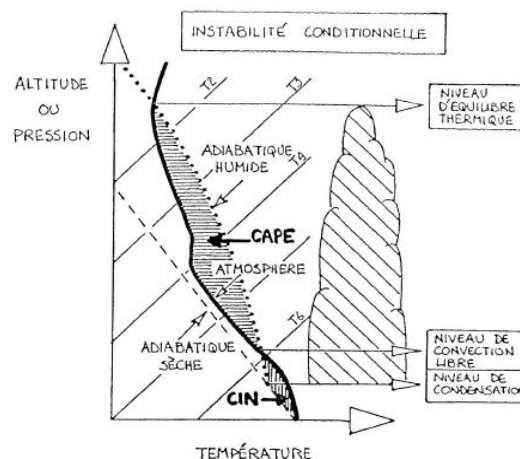


Figure 1.1 : Schéma d'un émagramme où sont représentés les deux principaux indices d'estimation du potentiel convectif. L'adiabatique sèche correspond à l'évolution d'une particule d'air qui subirait une détente (baisse de pression) sans échange de chaleur avec l'extérieur. L'adiabatique humide (ou pseudo-adiabatique) correspond à l'évolution d'une particule d'air saturée (mélange d'air sec et de vapeur d'eau) qui subirait une détente avec libération de chaleur latente (lors de la condensation de la vapeur d'eau) (Tiré de Roux, 1991).

La détermination de ces indices se fait à partir d'égrammes (cf. figure 1.1). La CIN est représentée par la surface hachurée sous la courbe d'état de l'atmosphère (représentée par le trait noir épais et continu). Afin d'obtenir cette surface, on considère l'adiabatique sèche issue de l'état initial de la particule jusqu'à atteindre son niveau de condensation, puis on suit la pseudo-adiabatique issue de ce point jusqu'à rencontrer la courbe d'état (niveau de convection libre). La CAPE est quant à elle représentée par la surface comprise entre la courbe d'état de l'atmosphère et la pseudo-adiabatique issue du niveau de condensation.

Les orages sont ensuite classés en différentes catégories selon leur taille (extension horizontale) et leur durée de vie. Ainsi on distingue les orages: unicellulaires, multicellulaires, supercellulaires, et les systèmes convectifs de méso-échelle (MCS).

1.1.1 La cellule convective simple (orage unicellulaire)

Il s'agit de la plus petite entité pouvant être considérée comme un orage. Son extension spatiale est relativement faible (quelques kilomètres). Cependant comme tout nuage d'orage, son extension verticale peut atteindre la tropopause (de hauteur variable avec la saison et la latitude, et à environ 12 km d'altitude dans nos régions en été). Sa durée de vie est généralement courte variant de 30 minutes à une heure.

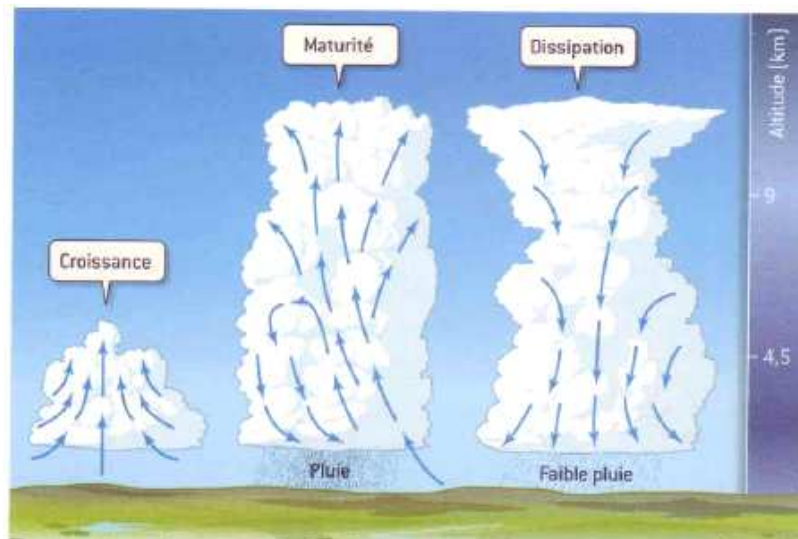


Figure 1.2 : Schéma des trois stades d'évolution d'une cellule orageuse (Tiré de Delmas et al., 2007). Notons que la phase de dissipation est représentée ici à son commencement.

Le cycle de vie d'une cellule convective se décompose en trois étapes successives (figure 1.2) :

- La *phase de développement* : au cours de laquelle le nuage apparaît et se développe verticalement dans une atmosphère instable sous l'influence d'un courant d'air ascendant. La libération de chaleur latente lors de la formation des hydrométéores liquides puis solides (au passage de l'isotherme 0 °C) va contribuer à augmenter l'intensité du courant ascendant (de l'ordre de 10 à 15 m s⁻¹). La convection profonde se met en place.
- La *phase mature* : le nuage atteint son extension verticale maximale (jusqu'au niveau d'équilibre thermique) et sous l'effet de l'ascendance, son sommet s'étale sous forme d'enclume stratiforme au niveau de la tropopause. Cette couche intermédiaire de l'atmosphère est le siège d'une inversion thermique et va bloquer le développement vertical du nuage. Des précipitations atteignent le sol, accompagnées par la naissance d'un courant subsident (i.e. vers le bas) dont l'intensité est accentuée par l'entraînement dans le nuage de l'air sec ambiant et par le

refroidissement successif à l'évaporation des gouttelettes nuageuses. Lorsque ce flux descendant (plus froid et donc plus lourd que l'air environnant) atteint le sol, il s'étale horizontalement et forme un courant de densité.

- La *phase de dissipation* : les courants descendants alimentés par les précipitations et leur évaporation occupent l'ensemble de la cellule orageuse apportant de l'air froid en basse couche. Ceci va avoir pour effet d'inhiber le courant ascendant (n'ayant plus assez d'air chaud et humide pour l'alimenter). L'intensité des précipitations va diminuer, et par conséquent celle du courant descendant, jusqu'à la dissipation de la cellule.

Au cours de ce cycle de vie le cisaillement de vent associé est soit nul (i.e. vitesse et direction du vent identiques dans toute la couche considérée), soit constant (i.e. la direction du vent reste constante mais son intensité augmente régulièrement avec l'altitude). Ces situations sont propices à des cellules instables. En effet l'air froid issu du courant descendant en basses couches se mélange avec l'air chaud et humide du courant ascendant, menant à sa dissipation.

1.1.2 Les orages multicellulaires

Les orages multicellulaires sont comme leur nom l'indique composés de plusieurs cellules convectives simples à différentes étapes de leur cycle de vie. Cette association de cellules confère à ce type d'orage une extension horizontale plus importante que celle des orages unicellulaires. De plus, même si la durée de vie des cellules qui composent le système est plutôt courte (quelques dizaines de minutes), de nouvelles cellules naissent en continu à l'avant du système (par rapport au déplacement de la masse nuageuse). L'ensemble peut ainsi perdurer plusieurs heures.

Ces orages se forment dans un environnement instable avec la présence d'un cisaillement de vent variable faible à modéré, c'est-à-dire que la direction et l'intensité du vent varient avec l'altitude. Un orage multicellulaire (figure 1.3) est donc composé de cellules naissantes à l'avant, « suivies » de cellules matures (avec un fort développement vertical) dans la partie centrale où des courants ascendants intenses sont présents.

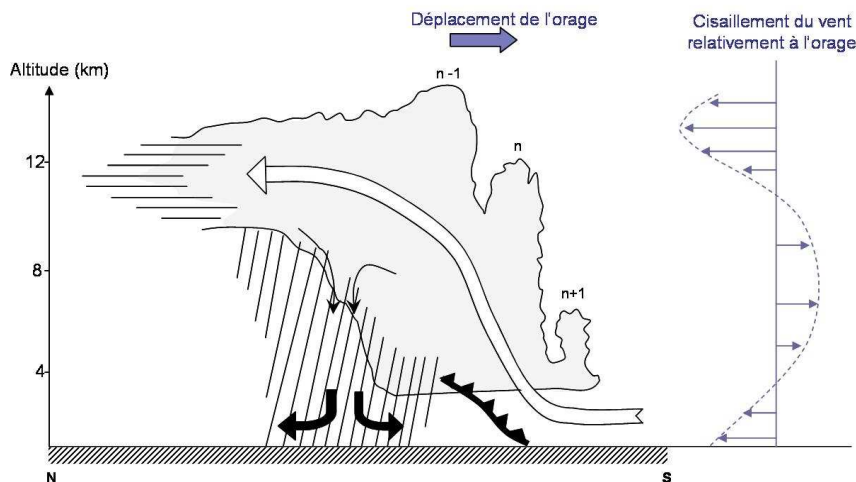


Figure 1.3: Coupe verticale schématique d'un orage multicellulaire (dans le sens de propagation du système), avec la formation de nouvelles cellules à l'avant (n+1), et la dissipation des anciennes à l'arrière (n-1). La flèche blanche représente le courant ascendant principal et les flèches noires les courants subsidents. (adapté de Browning et al., 1976)

Ces cellules vont avoir tendance à s'incliner en altitude dans le même sens qu'en basse couche (sous l'effet du cisaillement de vent). A l'intérieur de ces cellules les précipitations commencent à se développer, ce qui va déclencher la production de courants subsidents dans

la partie médiane du nuage et engendrer un courant de densité s'étalant au sol. Grâce au cisaillement de vent, ce courant subsident est localisé du côté opposé à l'alimentation du nuage par le courant ascendant. A l'arrière du système, les courants ascendants ne sont présents qu'à haute altitude, accompagnés d'une forte divergence, conduisant à la formation d'une enclume nuageuse. L'évaporation des précipitations tombant de l'enclume dans un air plus sec alimente les mouvements subsidents. L'apport d'air froid et sec dû à la dissipation des plus anciennes cellules à l'arrière du nuage permet le soulèvement de l'air chaud et humide en amont et ainsi la formation de nouvelles cellules (ce qui est représenté sur la figure 1.3 par le trait plein surmonté de triangle matérialisant le front d'air froid). Les orages multicellulaires sont donc des systèmes organisés ayant tendance à s'auto-entretenir.

1.1.3 Les orages supercellulaires

Si une grande quantité d'énergie est disponible dans l'atmosphère et dans des conditions de forte instabilité convective et de fort cisaillement de vent tournant, un orage unicellulaire peut se développer jusqu'au stade d'orage supercellulaire. Toutes les caractéristiques de l'orage se trouvent alors considérablement décuplées, que ce soit du point de vue des courants ascendants et subsidents, que des précipitations, de la durée de vie (pouvant atteindre plusieurs heures) ou de l'extension horizontale (de l'ordre de 20 à 50 km). Ces orages sont d'ailleurs les plus violents et dévastateurs, pouvant occasionner des tornades, de fortes rafales de vent ou de fortes chutes de grêle.

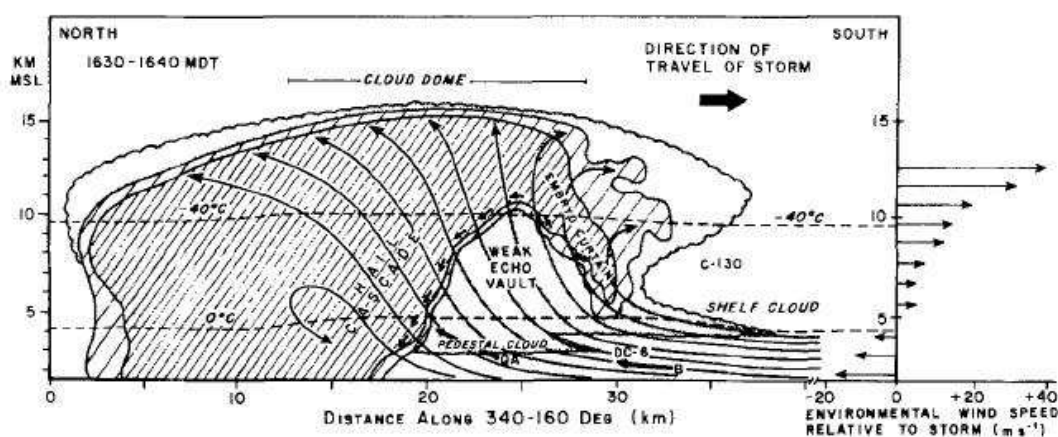


Figure 1.4 : Coupe verticale schématisée d'une supercellule le long de la direction de l'orage, où apparaît la structure en forme de voûte. Autour de celle-ci les petites flèches indiquent les tourbillons de grêle. Les zones hachurées représentent deux niveaux de réflectivité radar (les hachures les plus larges correspondent au contour 0 dBZ, les hachures les plus resserrées correspondent au contour 16 dBZ). (Tiré de Browning et Foote, 1976)

Ces orages sont donc composés d'une seule cellule convective (cf. figure 1.4) dans laquelle l'intensité du courant ascendant est très intense (pouvant atteindre 30 à 50 m s^{-1}) et le cisaillement de vent favorise une organisation du flux tridimensionnelle. L'intensité du courant ascendant situé au centre de la masse nuageuse est telle que les précipitations qui s'y forment sont rapidement transportées en altitude. L'inclinaison du courant ascendant permet aux précipitations de retomber ensuite à la périphérie de la zone d'ascendance où les mouvements verticaux sont moins intenses. Cependant elles peuvent à nouveau être « reprises » dans les ascendances si elles sont assez légères et continuer leur croissance. Ce cycle de transport est d'ailleurs favorable à la production de grêle. Le poids important que peuvent acquérir les précipitations lors de ce processus entretient un courant subsident très intense dont la vitesse peut atteindre 20 m s^{-1} ce qui contribue à créer au sol un fort courant de densité. Le cisaillement de vent tournant (changement de direction et d'intensité du vent selon

la verticale) va favoriser la chute des précipitations en dehors du courant ascendant. Le développement du courant descendant se fera donc sans interférence avec l'alimentation de l'orage. Ceci va engendrer une stabilité du courant de densité et permettre son alimentation constante en air froid provenant du courant descendant. Une convergence très marquée entre le courant de densité et l'air chaud et humide alimentant l'orage se met en place et va forcer cet air instable à s'élever. Ceci aura pour effet de renforcer le courant ascendant en fournissant un apport d'énergie continu à l'orage.

On peut noter que lors d'observations de réflectivité radar pour ce type d'orage, il apparaît souvent dans les coupes verticales une structure de faible réflectivité en forme de voûte caractéristique (notée *Weak echo vault* sur la figure 1.4) dans la partie intermédiaire du nuage. Cette structure est due à des vitesses d'ascendance très fortes déportant la zone de formation des précipitations plus haut qu'à l'accoutumée.

1.1.4 Les systèmes convectifs de moyenne échelle (ou méso-échelle - MCS)

Les MCS (Mesoscale Convective Systems) sont formés par regroupement de plusieurs orages distincts à l'origine pour former à maturité un ensemble nuageux structuré. La partie convective se compose des mouvements ascendants et subsidents les plus intenses. Dans une large zone stratiforme peuvent intervenir des mouvements verticaux moins intenses. Les courants subsidents créés par chaque cellule finissent par se rejoindre pour former un courant de densité commun pouvant s'étaler près du sol sur plusieurs dizaines de kilomètres. La convergence de ce dernier avec l'air instable favorise ainsi la formation de nouvelles cellules. La dissipation de tels systèmes ne peut intervenir que lorsque les mouvements convectifs intenses de la partie avant sont inhibés, généralement par leur passage dans un environnement moins propice au développement de nouvelles cellules orageuses. Cependant même après ce stade, les précipitations et les nuages de la partie stratiforme peuvent mettre plusieurs heures à disparaître. Les MCS se développent surtout dans les régions continentales. Leur extension horizontale dépasse généralement la centaine de kilomètres et leur durée de vie se compte en heures.

Parmi les MCS de plus grande taille, on trouve :

- les *complexes convectifs de méso-échelle* : de forme circulaire ou ovoïde, à l'intérieur desquels la convergence des courants des cellules au stade mature mène à la formation de nouvelles cellules orageuses au centre de la structure;
- les *lignes de grains* : organisés sous forme linéaire avec un déplacement rapide, où les nouvelles cellules se trouvent à l'avant du système.

1.2 La microphysique présente

Tous les nuages sont constitués de particules d'eau en phase liquide ou solide appelées hydrométéores. Ceux-ci se forment sur des aérosols présents en permanence dans l'atmosphère. Ces aérosols sont en fait des particules liquides et/ou solides en suspension. Leurs sources sont diverses : naturelles (embruns marins, poussières, sable, ...) ou anthropiques, c'est-à-dire des aérosols produits par l'homme (particules fines émises par le transport et les industries, condensation de gaz émis dans l'atmosphère, ...).

Les nuages d'orages, de par leur extension verticale, sont schématiquement constitués à la fois d'hydrométéores liquides dans leur partie inférieure (température positive), d'hydrométéores solides dans leur partie supérieure (température fortement négative ~ -40 °C) et d'une phase mixte dans la zone intermédiaire. Un diagramme représentant les principaux mécanismes de formation des précipitations est représenté sur la figure 1.5.

Les hydrométéores liquides présents sont les suivants (branche de gauche sur la figure 1.5) :

- *Les gouttelettes d'eau nuageuse* : formées par condensation de la vapeur d'eau sur des aérosols présents dans l'air, appelés noyaux de condensation (CCN : Cloud condensation Nuclei). Elles ont un rayon inférieur à 100 μm . Elles restent en suspension dans l'air, et peuvent s'évaporer en dehors des nuages où le rapport de mélange est inférieur au rapport de mélange à saturation (i.e. l'humidité relative est inférieure à 100 %). Ces gouttelettes peuvent être présentes dans le nuage à des températures négatives. Il s'agit alors d'eau liquide surfondue dont la présence est possible jusqu'à $-40\text{ }^\circ\text{C}$, à condition qu'elle ne rencontre pas de noyau glaçogène, ce qui fait qu'il est rare d'en trouver à des températures inférieures à $-25\text{ }^\circ\text{C}$.
- *Les gouttes de pluie* : cette catégorie regroupe toute goutte d'eau précipitant du nuage et atteignant le sol avant évaporation totale. Le rayon des gouttes de pluie s'étend entre 100 μm et 3 mm. Leur croissance peut être due à plusieurs processus comme la coalescence : lors de collision entre gouttelettes de tailles voisines, les gouttelettes en forment une seule de taille supérieure, ou par la collection : en chutant les gouttes rentrent en collision avec des gouttes plus petites (de vitesses de chute inférieures) et les « capturent ». Elles peuvent également provenir de la fonte d'hydrométéores glacés en passant sous l'isotherme $0\text{ }^\circ\text{C}$.

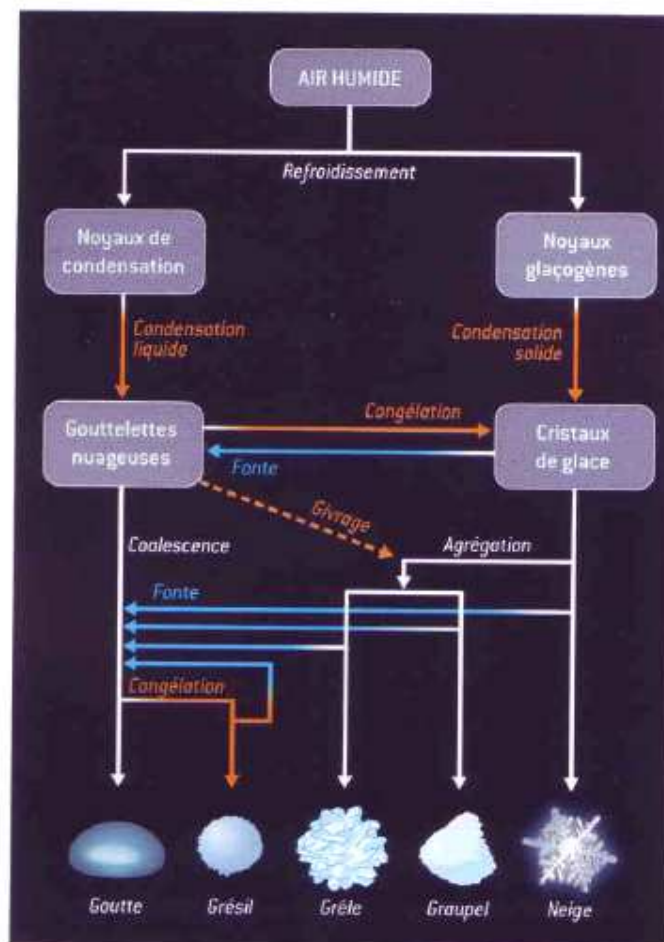


Figure 1.5 : Diagramme de formation des précipitations liquides et solides. La libération de chaleur latente lors du processus est signifiée par les flèches oranges. Au contraire la consommation de chaleur latente lors du changement de phase est repérée par les flèches bleues. (Tiré de Delmas et al., 2007)

Les types d'hydrométéores solides sont quant à eux plus nombreux (branche de droite sur la figure 1.5):

- *Les cristaux de glace* : ils sont formés, dans un environnement de température inférieure à 0 °C, soit par congélation de gouttelettes d'eau surfondue sur des aérosols possédant une structure voisine de celle de la glace, appelés noyaux glaçogènes (IN : Ice Nuclei), soit par condensation solide lorsque la vapeur d'eau est sursaturée par rapport à la glace, elle se condense sur un noyau directement sous forme solide. Leur diamètre est d'environ quelques dizaines de micromètres.
- *La neige* : type de précipitation solide composée de cristaux de glace blancs ou translucides ayant une forme complexe, ramifiée et hexagonale, et souvent agglomérés en flocons spécialement à des températures inférieures à -5 °C. Elle est formée par agrégation (assemblage de particules de glace). Elle peut être subdivisée en deux catégories : la neige sèche contenant peu ou pas d'eau liquide, et la neige mouillée contenant une grande quantité d'eau liquide ou ayant un équivalent en eau élevé.
- *Le grésil* : précipitation solide d'un diamètre inférieur à 5 mm. Sa forme est irrégulière. Il provient généralement de la congélation de goutte d'eau.
- *Le graupel* (ou neige roulée) : particules souvent coniques, ayant un diamètre compris entre 2 et 5 mm. Ils sont souvent formés à l'intérieur de nuage convectif lorsque des gouttes d'eau liquide rentrent en collision avec une particule de glace et gèlent lors de ce contact (phénomène d'accrétion ou givrage). La rapidité de congélation des gouttelettes captées peut piéger des bulles d'air, ce qui confère au graupel une densité assez faible et un aspect opaque.
- *La grêle* : précipitation glacée, de forme irrégulière (sphérique ou conique) avec des couches alternées de glace et de givre. Elle se forme généralement lorsque les courants ascendants à l'intérieur du nuage permettent à la particule de subir plusieurs phases de croissance successives (composée de givrage et de fonte selon son déplacement vertical induit par la dynamique du nuage) jusqu'à ce qu'elle soit trop « lourde » et précipite. Sa taille peut varier de 0,5 cm à quelques centimètres.

1.3 L'électrisation du nuage

Une des caractéristiques essentielles d'un nuage d'orage est sa capacité à produire des décharges électriques appelées éclairs. Pour ce faire il faut qu'un champ électrique se crée à l'intérieur du nuage et donc que des zones de charges électriques opposées apparaissent.

1.3.1 Préambule

L'environnement dans lequel se produit l'électrisation du nuage possède déjà des caractéristiques électrostatiques. En effet l'ensemble Terre/atmosphère/électrosphère (couche comprise entre 50 et 500 km d'altitude) constitue les trois parties d'une structure pouvant être comparée à une sorte de condensateur sphérique, où l'atmosphère abrite une charge d'espace globalement positive et de même intensité que celle portée par la Terre qui est, elle, porteuse d'une charge globale négative. L'électrosphère quant à elle est considérée comme électriquement neutre et conductrice. Un courant positif circule donc de l'électrosphère vers le sol. Par ciel clair, un champ électrique dit « de beau temps » dirigé vers le sol existe en permanence, d'une amplitude d'une centaine de volts par mètre au niveau du sol, diminuant exponentiellement avec l'altitude. Ce courant devrait conduire à décharger la Terre, mais celle-ci conserve sa charge négative. L'explication est donc qu'un phénomène parvient à la recharger négativement. Il s'agit des orages. Ceux-ci produisent leur propre champ électrique en générant le courant électrique nécessaire aux transferts de charge entre le nuage et la Terre.

En quelques minutes, une cellule convective va progressivement s'électriser sous l'effet combiné des interactions entre particules nuageuses et des mouvements convectifs intenses. Le champ électrique connaît une augmentation rapide passant de -100 V m^{-1} à plusieurs dizaines de kilovolts par mètre.

Plusieurs théories ont été avancées pour expliquer l'électrisation d'un nuage d'orage. Parmi celles qui ont été réfutées, on peut citer la théorie convective mise au point par G. Grenet en 1947 et B. Vonnegut en 1955. Elle postulait que les ions positifs proches du sol étaient entraînés dans le nuage, puis capturés par des gouttelettes et transportés au sommet par les ascendances. Une fois au sommet, ces charges positives auraient attiré des ions négatifs, constituant une charge écran. Ces ions négatifs seraient alors captés par des hydrométéores précipitants. En chutant vers les parties inférieures du nuage, leur charge serait alors venue renforcer la zone de charge négative dans la partie basse du nuage. Cependant des travaux basés sur des modèles semi-empiriques, comme ceux de Chauzy et Soula (1999) ou ceux de Masuelli et al. (1997) et Helsdon et al. (2002), ont montré que cette théorie ne pouvait expliquer l'électrisation du nuage. D'autres processus comme les potentiels de contact (Caranti et Illingworth, 1980), ou de congélation (Workman et Reynolds, 1950), le mécanisme de dislocation (Keith et Saunders, 1990) ont eux aussi été démontrés comme non significatifs (voire écartés) dans le transfert de charge à l'intérieur d'un orage.

En revanche, un ensemble de théories dites gravitationnelles, semblent pouvoir expliquer les valeurs de charge observées au sein des orages.

1.3.2 Les théories gravitationnelles

Ces théories tentent d'expliquer la séparation des zones de charges macroscopiques observées dans un nuage d'orage. Pour ce faire, elles reviennent à l'origine microscopique de cette séparation, puis expliquent la répartition des charges par leur transport via les processus de convection et de sédimentation. Afin d'expliquer la séparation des charges à l'échelle microscopique, deux catégories de processus sont mis en cause : les processus inductifs, nécessitant l'existence préalable d'un champ électrique, et les processus non-inductifs, aptes à se produire en l'absence de champ.

1.3.2.1 Les processus inductifs

Ces processus impliquent la présence d'un champ électrique préexistant dans le nuage et reposent sur la polarisation (ou orientation des charges) des hydrométéores dans ce champ.

1.3.2.1.1 Capture sélective des ions par les hydrométéores

Cette théorie a été l'une des premières proposées pour expliquer la charge portée par les hydrométéores (Wilson, 1929). En présence d'un champ électrique, les particules nuageuses deviennent polarisées. En considérant un champ vertical orienté vers le sol, comme c'est le cas sur la figure 1.6, les charges positives portées par l'hydrométéore vont se regrouper dans sa partie inférieure et les charges négatives dans sa partie supérieure (même s'il reste électriquement neutre). En chutant, cette particule va rencontrer des ions :

- ceux de même polarité que la partie inférieure de l'hydrométéore seront repoussés (figure 1.6b) si la vitesse des ions est plus faible que celle de la particule;
- ceux de polarité opposée à celle de la partie inférieure seront attirés et capturés (figure 1.6a) provoquant la charge de la particule.

Ce processus nécessite que la vitesse des ions soit plus faible que celle des hydrométéores, sinon des ions de polarité identique à la base de l'hydrométéore pourraient être capturés par la partie supérieure de ce dernier, ce qui mènerait à une capture des ions des deux polarités et une réduction ou une annulation de la charge nette portée par l'hydrométéore.

Cependant ce procédé est limité. Dans le cas pris en exemple (figure 1.6a), la particule va se charger négativement en capturant un ion négatif. En répétant cette capture, l'accumulation de charges négatives sur la particule va finir par provoquer l'attraction de charges positives, ce qui tendra à inhiber le processus enclencher. Le mécanisme peut accroître le champ électrique vertical d'environ 50 kV m^{-1} avant que la limitation de charge soit atteinte. Mais cette intensité reste insuffisante pour causer une rupture diélectrique et engendrer un éclair. Ce mécanisme est néanmoins non négligeable dans l'électrification du nuage. Des expériences de modélisation (Takahashi, 1979) ont montré que la capture des ions pouvait jouer un rôle important dans les orages faiblement électrisés.

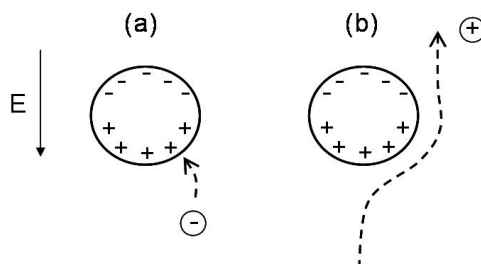


Figure 1.6 : Schéma de la capture d'un ion en présence d'un champ électrique préexistant. Une particule polarisée (en réponse au champ électrique ambiant) chute, présentant des ions positifs au niveau de sa surface inférieure et des ions négatifs au niveau de sa surface supérieure. (a) Les ions négatifs seront attirés par la particule polarisée. (b) : A l'inverse, les ions positifs seront repoussés (Tiré de MacGorman et Rust, 1998).

1.3.2.1.2 Collision entre deux hydrométéores

Ce mécanisme a d'abord été suggéré par Elster et Geitel (1888) et mieux défini par la suite. Considérons une particule précipitante polarisée par le champ électrique ambiant. Lorsqu'une particule précipitante entre en collision avec une particule du nuage (également polarisée selon Sartor, 1954), un peu de la charge se situant à la base de la particule précipitante est transférée à la particule nuageuse. Si cette dernière rebondit, elle emportera avec elle la charge acquise et laissera derrière elle un excès de la charge se trouvant au sommet de la particule précipitante (figure 1.7). Suite à l'échange de charge, la séparation gravitationnelle des particules (sédimentation pour les plus grosses, transport dans l'ascendance pour les plus petites) engendre donc un renforcement du champ.

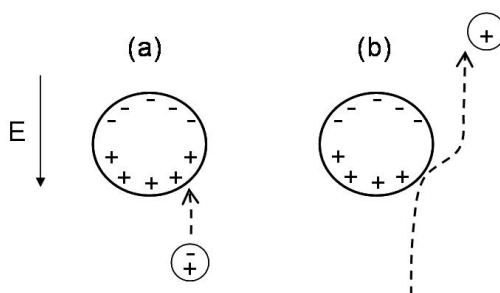


Figure 1.7 : Schéma du processus inductif d'échange de charge par collision. Deux particules sont polarisées en réponse à un champ électrique orienté vers le bas. (a) : La plus grosse particule précipite et la plus petite est considérée avec une vitesse très inférieure. (b) : La particule nuageuse rebondit sur la particule précipitante emportant avec elle un surplus de charges positives et laissant un surplus de charges négatives sur la particule précipitante (Tiré de MacGorman et Rust, 1998).

Ce mécanisme suppose un temps de contact entre les particules assez long, ainsi qu'une séparation des deux particules (pas de mécanisme d'agrégation ou coalescence qui peuvent se

produire notamment pour deux gouttes de tailles voisines). Ce processus a été validé par des observations de collisions entre gouttelettes d'eau surfondue et graupels (Brooks et Saunders, 1994) et par des modélisations de collisions entre gouttelettes d'eau et cristaux de glace (Mason, 1988).

Ce mécanisme aide à justifier les observations dans des régions où les particules nuageuses ont acquis leur charge très rapidement, notamment dans les dernières phases de développement de l'orage, lorsque le champ électrique a déjà une intensité substantielle. Ce mécanisme inductif ne peut donc expliquer à lui seul l'électrification d'un nuage d'orage, mais peut s'avérer complémentaire d'autres processus une fois le champ électrique établi. Des expériences de modélisation menées par Kuettner et al. (1981) et Mansell et al. (2005) ont montré qu'un tel processus était nécessaire en complément du mécanisme de charge non-inductif pour obtenir des valeurs de champ électrique favorables au déclenchement d'éclair.

1.3.2.2 Le mécanisme non-inductif

Ce mécanisme, capable de se produire en absence de champ électrique, est considéré comme la source première de l'électrification du nuage d'orage, permettant d'expliquer la structure électrique généralement observée. Il est basé sur un transfert de charge s'effectuant lors de la collision entre deux particules de glace en présence d'eau liquide surfondue (apportée par les gouttelettes d'eau surfondue présentes). Les collisions considérées comme les plus efficaces sont celles entre graupel (dont la vitesse de chute est de l'ordre du m s^{-1}) et cristaux de glace (considérés en suspension dans le nuage). Ce mécanisme graupel-glace a été largement étudié lors d'expériences en laboratoire (Takahashi, 1978 ; Saunders, 1991), par des études numériques (Norville et al., 1991) et confirmé lors d'observations in situ (Dye et al., 1986).

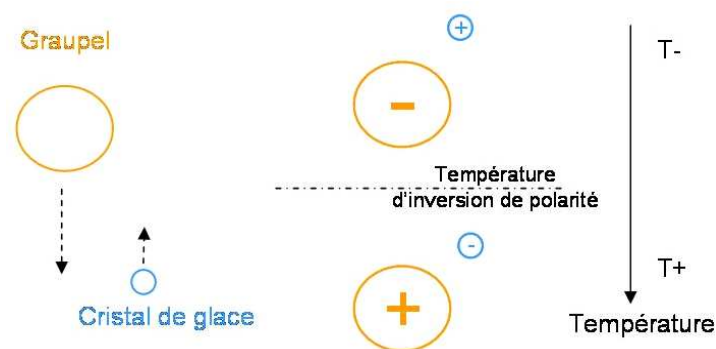


Figure 1.8 : Schéma du processus de charge non-inductif. Après collision, les particules se chargent de façon inverse de part et d'autre de la température d'inversion de polarité. Si la température est plus chaude : le graupel repartira chargé positivement et le cristal de glace négativement. De façon inverse, si la température est plus froide, le graupel se chargera négativement et le cristal positivement.

Les expériences en laboratoire ont permis de montrer que ce processus, et notamment la quantité de charge transférée, était dépendant d'un grand nombre de paramètres: la température de l'environnement et la quantité d'eau liquide surfondue présente (Takahashi, 1978), ou encore la vitesse et la taille des cristaux de glace entrant en collision avec le graupel (Keith et Saunders, 1990). Toutes ces expériences, bien que parfois en désaccord, ont permis d'aboutir à une sorte de consensus sur l'explication de ce mécanisme. D'après les expériences de Takahashi (1978) et Jayaratne (1983), la polarité de la charge acquise par le graupel s'inverse de part et d'autre d'une température critique, dite température d'inversion de polarité, comprise entre -10 et -20 °C (figure 1.8). La valeur de cette température d'inversion n'est pas fixe et dépend de plusieurs paramètres, notamment du contenu en eau liquide

surfondue dans la zone où se produisent les collisions. Schématiquement, à basse température (dans la partie supérieure du nuage), le graupel aurait tendance à se charger négativement, et le cristal de glace positivement. A l'inverse, dans la partie basse du nuage, le graupel aurait tendance à acquérir une charge positive, et les cristaux de glace une charge négative. En abaissant la quantité d'eau liquide surfondue, la température d'inversion augmente (l'isotherme correspondante est plus basse), ce qui favorise le fait qu'un plus grand nombre de graupels se charge négativement (Jayaratne, 1983).

L'échange de charge entre les particules, et donc l'origine de l'électrisation du nuage d'orage, est relativement bien expliqué par ce phénomène. Cependant des questions subsistent sur les processus rendant cet échange de charge possible. En effet cela suppose que des ions sont présents dans les particules de glace et organisés de façon à pouvoir être échangés lors du contact entre les deux particules. Plusieurs hypothèses sont émises. Certaines se basent sur le mode de croissance des particules (Baker, 1987 ; Dash et al., 2001). Schématiquement, lors du choc entre les particules, l'énergie cinétique libérée provoque la fusion locale des surfaces de glace entre les deux particules, rendant ainsi possible un échange de charge et de masse. Les particules ayant subi en surface une croissance rapide par déposition de vapeur d'eau auraient tendance à se charger positivement, et les particules ayant subi une sublimation (transformation solide-gaz) auraient tendance à se charger négativement. Cette hypothèse a été reprise et développée par Nelson et Baker (2003) en tenant compte des défauts de structures de surface des particules (dus notamment à la présence de liaison hydrogène dans la molécule d'eau). Le sens de cet échange varie selon les propriétés de surface des hydrométéores. Cette hypothèse permet de retrouver de façon qualitative les trois régimes de charge décrits par Takahashi (1978) et Saunders (1991). Une nouvelle hypothèse a récemment été émise. Elle est basée sur les espèces chimiques présentes dans l'air servant de noyaux de condensation aux hydrométéores (Jungwirth et al., 2005). La formation des hydrométéores sur différentes espèces chimiques (sulfates, chlorures, ...) provoquerait la charge préférentielle des hydrométéores selon une certaine polarité. Ainsi les hydrométéores se formant à partir de CCN composés essentiellement de sulfates, auraient tendance à porter des charges négatives (par solubilité du noyau dans l'eau). A l'inverse, dans une atmosphère faiblement chargée d'ions sulfate, et au contraire contaminée par des fumées issues de feux, les chlorures ou les nitrates composent de façon majoritaire les CCN présents, et les hydrométéores porteraient donc des charges positives. Cependant à l'heure actuelle, aucune de ces hypothèses n'a été réellement affirmée même si plus de crédit semble être donné aux deux premières.

Le mécanisme non-inductif permet ainsi d'expliquer l'essentiel des observations de charges et de structures électriques, même s'il est nécessaire de le combiner aux processus inductifs afin d'augmenter l'intensité du champ électrique et de reproduire les observations (Mansell et al., 2005).

1.3.3 La structure électrique d'un orage

Tous ces processus provoquant l'électrisation du nuage conduisent à une structure électrique particulière et complexe du nuage d'orage (figure 1.9a). Celle-ci est généralement schématisée par un tripôle (figure 1.9b) : une charge négative centrale (située aux alentours de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, Krehbiel, 1986) entourée de deux zones de charges positives : la principale en altitude, et une plus petite à la base du nuage. Cette structure schématique correspond au cas le plus fréquemment observé. Cependant de nombreux phénomènes se combinent et complexifient cette structure, comme par exemple l'attraction de charges par la zone supérieure du nuage (constituant une zone de charge écran au sommet du nuage), ou encore les courants ascendants, notamment aptes à décaler les zones de charges le long d'un axe vertical. De plus, dans certains cas, il a été observé des structures électriques tripolaires dites inversées : une zone de charge positive encadrée par deux zones de charges négatives. Ces

orages ont donc plutôt tendance à produire des éclairs de polarité positive (Williams, 2001) et ont souvent été reliés à des phénomènes violents notamment à de fortes chutes de grêle (Tessendorf et al., 2005 ; Montanya et al., 2009).

Cette électrisation ne peut s'intensifier indéfiniment. Des phénomènes de décharges électriques à l'échelle microscopique (effet corona sur les particules nuageuses) et à l'échelle macroscopique (éclairs) interviennent pour réduire l'intensité du champ électrique.

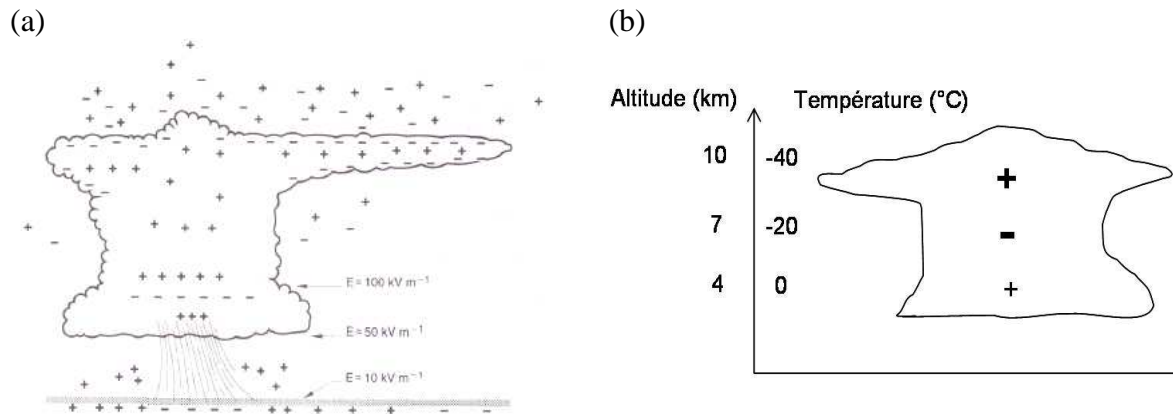


Figure 1.9 : (a) Structure des charges dans un nuage d'orage restituée à partir de mesures réalisées par Krehbiel (1986) (Tiré de MacGorman et Rust, 1998). (b) : Schéma simplifié communément considéré comme étant la répartition des zones de charges dite « classique » à l'intérieur d'un nuage d'orage.

1.4 Les éclairs

Il existe deux grandes catégories d'éclairs : ceux qui atteignent le sol, appelés éclair nuage-sol (ou cloud-to-ground en anglais et abrégé CG) et ceux qui ne touchent pas le sol : les éclairs intra-nuage ou inter-nuageux (intra-cloud en anglais et abrégé IC).

Leur répartition lors d'un orage est très inhomogène, et dépend de la répartition des zones de charge à l'intérieur du nuage et de la région où se produit l'orage. De manière grossière, il est estimé que les IC représentent environ 90 % de l'activité totale.

1.4.1 Théories d'initialisation de l'éclair

Le déclenchement des éclairs est un processus complexe. En effet, en air sec et à une pression de 1000 hPa (\sim au niveau de la mer), le champ électrique devrait atteindre une valeur de l'ordre de 2600 kV m^{-1} pour qu'il y ait une rupture diélectrique du milieu et le déclenchement d'une décharge. Cependant au sein d'un nuage d'orage, les champs électriques mesurés localement ne dépassent pas quelques centaines de kV m^{-1} et un éclair peut se déclencher et se propager à partir d'un champ de 200 kV m^{-1} . Encore non résolue, la question de l'initialisation des éclairs est un sujet de recherche active.

Les deux théories les plus communément étudiées à l'heure actuelle se basent sur l'accélération importante d'électrons libres dans le nuage d'orage pour expliquer le renforcement local du champ électrique menant au déclenchement des décharges (Solomon et al. 2001).

La première de ces deux théories fait appel à l'effet corona (Dawson et Winn, 1965 ; Gallimberti, 1979). A la surface d'hydrométéores présentant des irrégularités de surface (jouant le rôle d'aspérités) les équipotentielles sont déformées et la distance (Δd) entre elles diminue, ce qui correspond à l'amplification du champ électrique local (différence de potentiel (ΔV) identique sur une distance plus faible : Δd_2). Ce phénomène s'appelle l'effet de pointe (schématisé sur la figure 1.10). Prenons l'exemple d'une surface chargée positivement

et d'un champ électrique dirigé vers le haut. Localement, les électrons libres présents dans le nuage vont être accélérés vers la surface de l'hydrométéore. Ils ont donc plus de chances de rentrer en collision avec des molécules d'air avec assez d'énergie pour les exciter. En se désexcitant (retour à un état d'énergie stable), la molécule va émettre un photon. Ce dernier va ensuite pouvoir ioniser une autre molécule d'air (photo-ionisation), entraînant l'émission d'un électron par celle-ci. Dans le champ électrique local renforcé, cet électron pourra être à son tour accéléré et entrer en collision avec d'autres molécules et ainsi de suite, donnant lieu au phénomène d'avalanche électronique. Les électrons, très mobiles, vont se diriger vers l'hydrométéore et s'écouler à sa surface, tandis que les ions positifs, beaucoup moins mobiles restent à proximité de la surface, ce qui renforce l'effet de pointe et contribue à déclencher des avalanches électroniques de plus en plus loin de l'hydrométéore. Si l'environnement est favorable, les avalanches électroniques successives vont amplifier ce phénomène jusqu'à ce que l'intensité du champ électrique local atteigne l'intensité du champ de claquage (au delà duquel l'air passe de l'état isolant à l'état conducteur) entraînant ainsi la production d'une micro-décharge à la surface de l'hydrométéore. C'est l'effet corona (Coquillat et al., 1994 ; Solomon et al., 2001). Cependant le passage de l'échelle microscopique (celle des ions) de ces décharges à l'échelle macroscopique (celle du nuage) reste encore inexplicé (courant de la micro-décharge trop faible).

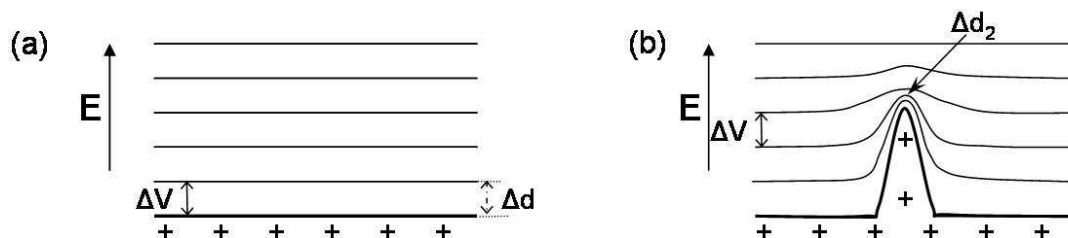


Figure 1.10 : L'effet de pointe. La surface est chargée positivement et le champ électrique orienté vers le haut. (a) : Equipotentiellles sans aspérité conductrice. (b) : Equipotentiellles resserrées en présence d'une aspérité conductrice, correspondant à une augmentation locale du champ électrique, au niveau de la pointe.

La seconde théorie fait appel au concept d'électrons relativistes (« runaway electrons »). L'interaction entre le rayonnement cosmique (ou encore celui provenant de la radioactivité naturelle ou anthropique) et les molécules d'air en présence d'un champ électrique (comme en milieu orageux) conduirait à la production d'électrons de haute énergie (de l'ordre de 1 Mev). En entrant en collision avec les particules d'air, ceux-ci seraient suffisamment accélérés dans le champ électrique d'un orage, pour déclencher des avalanches électroniques suffisamment puissantes pour renforcer le champ électrique local au-delà du seuil de propagation (champ de claquage) (Gurevich et al., 1999, Solomon et al., 2002). Cette théorie a été récemment remise en cause par Dwyer (2010) en démontrant que même des électrons fortement énergétiques ne produiraient pas une conductivité assez importante pour modifier de manière significative le champ électrique à l'intérieur d'un orage et conduire à l'initialisation d'un éclair.

Cependant, lorsque le champ électrique à l'intérieur d'un nuage d'orage est assez élevé (champ de claquage atteint), typiquement entre deux zones de charges opposées, l'éclair est initié, il est alors appelé précurseur (ou traceur ou leader). Le leader se propage de manière bidirectionnelle (Kasemir, 1960 ; Mazur et Ruhnke, 1993) et consiste en une double décharge faiblement lumineuse. La branche positive du précurseur va se propager vers une région chargée négativement (dans le sens du champ électrique), et inversement, la branche négative va se propager vers une zone de charge positive.

1.4.2 Les éclairs intra-nuage (IC)

Lors du développement d'un orage ce sont en général les premiers éclairs à se produire. Une fois le leader déclenché, il se propage à l'intérieur de deux zones de charges opposées. Pour la partie négative du leader (se propageant par bonds), la vitesse des bonds est de l'ordre de 10^7 m s^{-1} avec une vitesse de groupe de l'ordre de 10^5 m s^{-1} . Pour la partie positive, se propageant de façon continue, la vitesse de propagation est de l'ordre de 10^4 m s^{-1} . Les traceurs se propagent jusqu'à établir une jonction entre les deux zones de charge opposées (figure. 1.11). La décharge électrique a lieu lorsque la différence de potentiel entre les deux zones est assez grande pour provoquer la décharge. Elle est appelée « recoil streamer » (ou « K change »). Ces éclairs neutralisent donc une partie de deux zones de charges opposées à l'intérieur du nuage (ou entre deux nuages dans le cas de cellules proches au sein d'un orage multicellulaire par exemple).

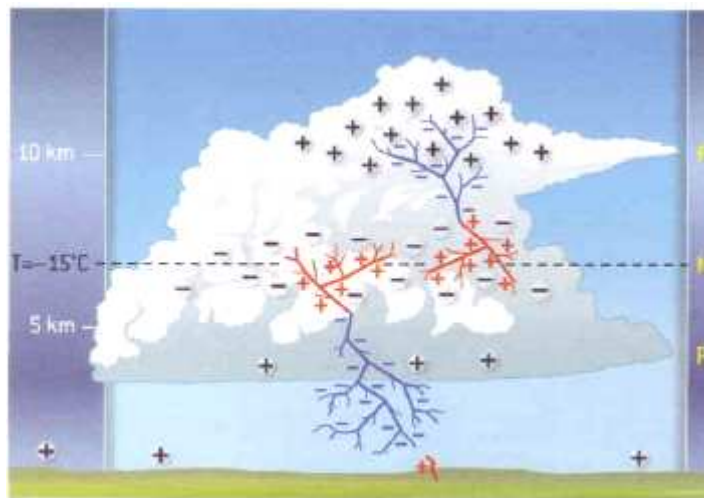


Figure 1.11 : Schéma de la propagation d'un éclair intra-nuage dans la partie supérieure droite du nuage et d'un éclair nuage-sol dans la partie inférieure gauche du nuage. Dans les deux cas, les leaders bidirectionnels se propagent vers les zones de charges opposées. (Tiré de Delmas et al., 2007).

1.4.3 Les éclairs nuage-sol (CG)

Ces éclairs neutralisent une des zones de charge situées dans le nuage en établissant une connexion avec le sol. On attribue à chaque éclair nuage-sol une polarité correspondant au signe de la charge nuageuse neutralisée (positif : CG+, négatif : CG-).

Considérons un éclair CG descendant négatif (figure 1.11) qui est le type de CG le plus fréquent. Une fois le précurseur déclenché, sa branche négative (partie basse) va progresser vers le sol par bonds successifs. Il est alors appelé traceur par pas (ou « stepped leader ») dont chaque segment mesure une cinquantaine de mètres. Le précurseur négatif parcourt le canal à une vitesse moyenne de 100 km s^{-1} . Ce type de propagation est dû au déclenchement successif de décharges empruntant à chaque fois le même canal ionisé et conducteur (se propageant par à-coups). En effet les électrons du leader négatif vont se propager vers des zones de champ électrique plus faible (par rapport au point d'initialisation du leader). En atteignant des zones de champ trop faible, la propagation de la décharge s'arrête. Elle est ensuite réamorcée au niveau du point d'initialisation lorsque les valeurs de champ le permettent. Quand la charge d'espace positive s'est écoulée à travers le leader négatif, le champ électrique se régénère en tête du leader. Cette phase va durer environ 20 ms. En s'approchant du sol, le leader négatif va provoquer une forte augmentation locale du champ électrique sous le nuage, favorable à la naissance d'un traceur ascendant positif au bout d'une aspérité du sol par effet de pointe. Lorsque la jonction entre ce traceur et le leader s'établit à quelques dizaines de mètres du sol,

on parle d'arc-en-retour, dont la durée est d'environ 70 μs . Cette décharge électrique ascendante, dont le courant est positif et de quelques milliers (voire centaines de milliers) d'ampères, se propage à une vitesse moyenne comprise entre 10^3 et 10^4 km s^{-1} , et conduit à la neutralisation d'une partie de la charge négative de la zone nuageuse ayant donné naissance au précurseur (transfert d'électrons du nuage vers le sol). Cela peut suffire à stopper l'éclair. Cependant, s'il reste assez de charge électrique dans le nuage, le canal ionisé peut rester présent pendant quelques dizaines de millisecondes et être emprunté par un nouveau leader, progressant vers le sol de manière continue cette fois (« dart leader » en anglais). En se connectant au sol, il donne naissance à un nouvel arc-en-retour, dit subséquent. Tant qu'assez de charge nuageuse reste présente, ce phénomène peut se répéter plusieurs fois, donnant l'impression d'un clignotement de l'éclair pour un observateur. Le nombre d'arcs-en-retour constituant l'éclair total est appelé : multiplicité. Celle-ci est voisine de 2 pour les éclairs négatifs et de 1 pour les éclairs positifs.

La figure 1.12 représente les quatre types d'éclair nuage-sol (Berger, 1977) qui existent, différenciés selon leur polarité et leur sens de propagation (identiques à ceux du traceur) :

- les CG descendants négatifs (décrits ci-dessus) : le leader négatif se propage vers le sol et est suivi d'un arc-en-retour ascendant positif (sens du courant électrique) qui va transférer les charges négatives du nuage vers le sol ;
- les CG ascendants positifs : initiés par un leader positif issu d'une aspérité du sol, se propageant vers le nuage, et suivi d'un arc-en-retour descendant négatif qui contribue à élever la charge négative de la Terre ;
- les CG descendants positifs : initiés par un leader positif issu du nuage et se propageant vers le sol, suivis d'un arc-en-retour ascendant négatif qui va contribuer à abaisser la charge négative de la terre en amenant des charges positives du nuage vers le sol ;
- les CG ascendants négatifs : initiés par un leader négatif ascendant artificiel (déclenché) et suivi d'un arc-en-retour descendant positif.

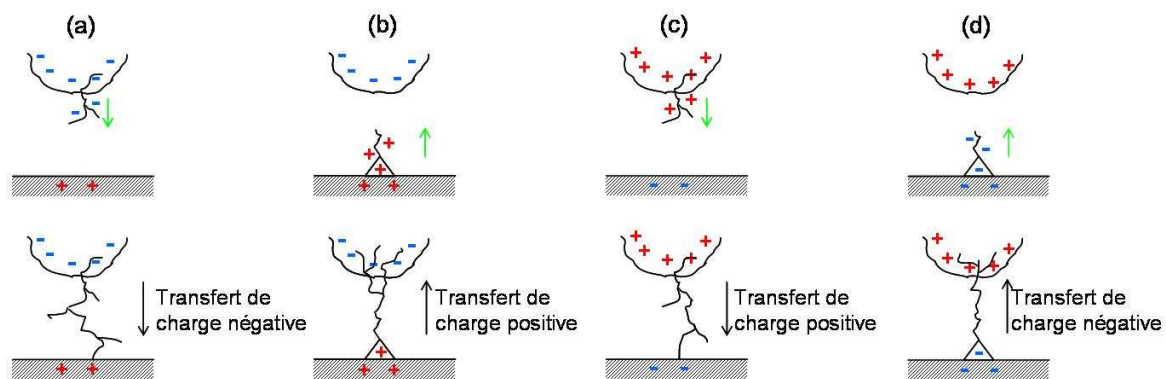


Figure 1.12 : Les quatre types d'éclair nuage-sol. La partie supérieure des schémas représente le nuage, la partie inférieure le sol. Les flèches vertes représentent le sens de propagation du traceur, et les flèches noires le sens de transfert de charge. (a) : CG descendant négatif, (b) : CG ascendant positif, (c) : CG descendant positif, (d) : CG ascendant négatif (Adapté de MacGorman et Rust, 1998).

Le bruit accompagnant l'éclair s'appelle le tonnerre. Ce phénomène est identique à ce qui se passe lors d'une explosion. Il correspond à l'onde de choc engendrée par la dilatation brutale de l'air due à la très forte augmentation de température dans le canal de l'éclair. Celui-ci mesure en général quelques centimètres de diamètre et la température à l'intérieur peut atteindre les 30000 $^{\circ}\text{C}$. L'onde de choc se propage de manière concentrique autour du canal à une vitesse moyenne de l'ordre de 330 m s^{-1} . Si l'on considère que la vitesse de la lumière est

de l'ordre de 3.10^8 m s^{-1} (donc très grande par rapport à la vitesse du son) l'observateur percevra la lumière de l'éclair bien avant le tonnerre, ce décalage représentant le temps de propagation du son. En première approximation, l'observateur divisant par trois le temps (en seconde) que mettra le tonnerre à lui parvenir par rapport au moment de la vision de la décharge lumineuse obtiendra ainsi une estimation de la distance (en kilomètre) qui le sépare de l'éclair.

Les CG- sont les plus courants et représentent en moyenne 90% des éclairs nuage-sol, ce qui est dû à la répartition des charges au sein du nuage d'orage (structure tripolaire). Les CG+ sont plus rares, mais généralement plus forts en terme d'intensité. Ils se produisent en fin de vie d'une cellule orageuse, lorsque l'ascendance faiblit et que la zone de charge positive en altitude se rapproche du sol, dans des orages d'hiver peu développés verticalement, dans des orages ayant des structures tripolaires inversées (MacGorman et al., 2005), ou encore dans les orages violents. En effet plusieurs études ont mis en évidence un lien entre l'occurrence de CG+ et la violence des phénomènes observés (Carey et Rutledge, 1998). Une corrélation entre la présence de grêle et celle de CG+ a également été observée (Seity et al., 2003 ; Tessendorf et al., 2005).

1.5 Les systèmes d'observations

L'observation des orages demande souvent des moyens conséquents, que ce soit pour les phénomènes électriques eux-mêmes ou encore pour l'étude des nuages leur donnant naissance. Les avancées technologiques permettent d'améliorer sans cesse les moyens d'observation et de fait la connaissance des phénomènes.

1.5.1 L'observation des éclairs

1.5.1.1 Par satellite

Les principaux instruments dédiés à l'observation des éclairs embarqués à bord de satellite sont les détecteurs optiques, comme OTD (Optical Transient Detector) et LIS (Lightning Imaging Sensor). Le premier (plus en service à l'heure actuelle) fut embarqué à bord du satellite Micro-Lab-I développé par la NASA en 1995. Placé en orbite héliosynchrone (710 km d'altitude) et capable de fonctionner de jour comme de nuit, cet instrument détectait les événements avec une résolution temporelle de l'ordre de la milliseconde sur une surface de $1300 \times 1300 \text{ km}^2$, couvrant les régions du globe dans lesquelles se produisent habituellement les éclairs. Ce fut l'un des premiers systèmes de détection spatiale embarqué. Il détectait les éclairs en identifiant dans une scène optique les modifications passagères de luminosité engendrées par des éclairs (IC ou CG) avec une efficacité de l'ordre de 40 %.

OTD fut un prototype du système LIS, embarqué sur le satellite TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) lancé en 1997. Ce capteur permet de détecter et localiser tous les types d'éclairs se produisant dans les régions tropicales du globe (entre 35°N et 35°S) et permet d'en produire une climatologie. Il est trois fois plus sensible que son prédécesseur OTD et son efficacité de détection est estimée à 90 %. Ce détecteur optique est optimisé pour détecter et localiser les éclairs avec une résolution de 5 à 10 km sur une région de $600 \times 600 \text{ km}^2$. Les données qu'il enregistre sont : l'heure de l'éclair, son énergie radiative (i.e., la luminosité de l'éclair), ainsi qu'une estimation de la position de l'éclair.

De plus dans le cadre des nouvelles générations des satellites géostationnaires Météosat (MTG : Meteosat Third Generation) pour l'Europe et GOES pour les USA, il devrait également être développé un volet consacré à l'observation des éclairs (LI : Lightning Imagery pour Météosat et LMS : Lightning Mapper Sensor pour GOES) à l'aide notamment d'un capteur optique.

1.5.1.2 Au sol

1.5.1.2.1 Le réseau français : METEORAGE

Le réseau français de détection des éclairs (figure 1.13) est opérationnel depuis 1987. Au cours des années il a subi des améliorations avec notamment l'installation de capteurs de type IMPACT en décembre 1996, l'amélioration des algorithmes de fonctionnement en 1999, et le passage à un système numérique en 2009. Il est constitué de 18 balises distantes d'environ 200 km chacune, ayant un rayon de détection de l'ordre de 400 km. La couverture de l'ensemble du territoire est renforcée par l'addition de capteurs en Belgique, Allemagne, Italie et Suisse, constituant ainsi un réseau de 30 capteurs. Le système de détection est basé sur le fait que tout éclair émet un signal électromagnétique se propageant de façon concentrique autour de lui. Pour un éclair CG, cette onde peut se propager sur plusieurs centaines de kilomètres dans les basses fréquences (LF : « Low Frequency »).

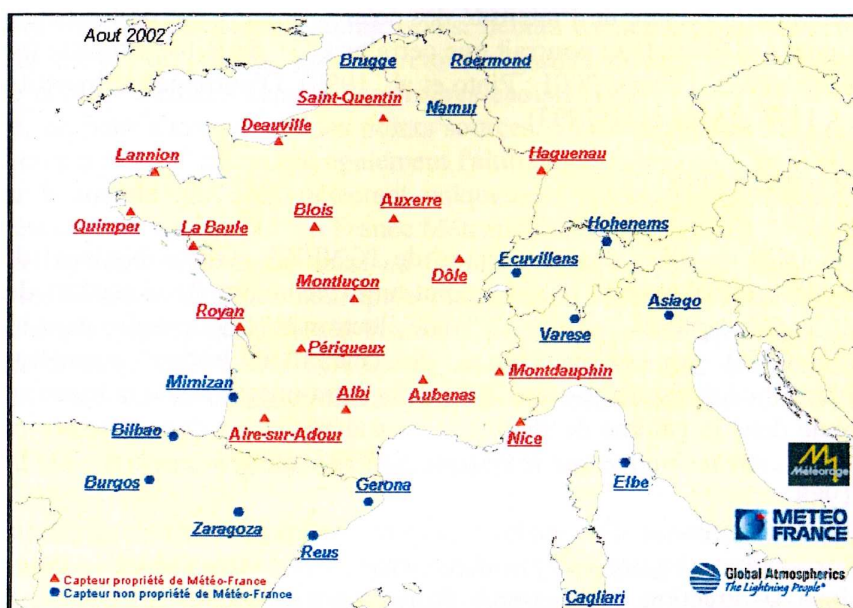


Figure 1.13 : Carte du réseau Météorage (août 2002). Les capteurs localisés en rouges (bleus) appartiennent au réseau français (aux autres pays).

Ainsi les capteurs du réseau (dont la bande passante est comprise entre 1 et 400 kHz) mesure en continue les champs électrique et magnétique environnant. Lorsqu'une valeur seuil est dépassée (de l'ordre de $0,3 \text{ V m}^{-1}$) le capteur analyse et reconnaît l'onde, ce qui lui permet d'en mesurer différents paramètres tels que :

- la direction angulaire fournie par la mesure du champ magnétique,
- le temps d'arrivée de l'onde au capteur,
- la polarité, l'intensité du courant de crête, le temps de montée et la largeur de l'impulsion, fournies par le champ électrique.

Tous les capteurs sont synchronisés par le GPS (Global Positioning System) et possèdent la même base de temps. La précision de la datation est ainsi inférieure à $1 \mu\text{s}$.

La direction angulaire de l'impact et le temps d'arrivée de l'onde à chaque capteur sont utilisés dans le calcul de localisation de l'éclair par un algorithme qui combine la goniométrie (mesure des angles) et la différence de temps d'arrivée (Cummins et al., 1998). C'est ce qui est appelé la technologie IMPACT.

La technique de la différence des temps d'arrivée repose sur le temps que va mettre le signal à atteindre plusieurs capteurs du réseau. Afin d'obtenir une localisation fiable, il faut en général que le signal soit détecté par quatre balises. Si c'est le cas, une hyperbole est construite (pour chaque couple de stations) à partir de la différence de temps d'arrivée entre le

point d'origine du signal et deux capteurs (la vitesse de propagation de l'onde et la distance entre les stations étant connue). L'intersection de ces hyperboles permet la localisation de la source du signal.

La goniométrie quant à elle se base sur la mesure de l'azimut de la source du signal détecté par rapport au capteur (angle entre le nord et la direction de la source). Si cette mesure est effectuée par plusieurs capteurs, il est alors possible de déterminer la position de la source et donc de l'impact par triangulation. Afin d'appliquer cette méthode, il est préférable que l'éclair soit détecté par au moins trois capteurs afin d'avoir une meilleure estimation de sa localisation.

La technologie IMPACT permet donc d'associer ces deux méthodes afin d'améliorer la précision de localisation de l'éclair. A l'heure actuelle, la précision de localisation est inférieure en moyenne à 1 km, et l'efficacité de détection est d'environ 90 % sur la plupart du territoire français, hormis pour quelques zones périphériques, où cette efficacité reste proche de 70 %.

Les informations fournies pour chaque éclair sont donc : l'heure, sa position en longitude et latitude, et l'intensité du courant crête de l'éclair. Le réseau ne détecte pas ou peu les éclairs intra-nuage. Afin de ne pas confondre éclair nuage-sol et éclair intra-nuage, le capteur réalise un filtrage des mesures en comparant la forme de chaque signal enregistré à un gabarit correspondant à la signature d'un arc-en-retour. Les signaux ne correspondant pas à ce gabarit sont éliminés des jeux de données.

D'autres réseaux de détection des éclairs existent. Le réseau américain NLDN (National Lightning Detection Network), composé de plus d'une centaine d'antennes, fonctionne de la même manière que le réseau Météorage (capteur de type IMPACT). Les réseaux britannique (ATDnet) ou grecque (ZEUS) utilisent la technique de différence des temps d'arrivée dans une gamme de longueur d'onde à très basse fréquence (VLF) inférieure à 15 kHz. Ces systèmes peuvent ainsi détecter des éclairs à très grande distance, mais avec une précision et une efficacité qui diminuent en fonction de l'éloignement de l'éclair aux stations. Le réseau de détection allemand (LINET) fonctionne quant à lui en basse fréquence (entre 200 et 400 kHz). Il utilise la radiogoniométrie ainsi que la technique de la différence des temps d'arrivée. Ce système a la particularité de permettre une distinction entre source intra-nuageuse et impact au sol (Betz et al., 2004).

1.5.1.2.2 Les systèmes très hautes fréquences (VHF)

Plusieurs instruments ont fonctionné dans ces gammes de fréquence. On peut par exemple citer le système SAFIR (Système d'Alerte Foudre par Interférométrie Radioélectrique) développé à l'ONERA (Richard et al., 1986) qui a fonctionné en Ile de France entre 1991 et 2002. Ce système utilise la technique d'interférométrie afin de localiser les sources des signaux VHF détectés. Il est composé d'un ensemble de trois stations constituées d'antennes triples afin de mesurer la différence de phase entre les signaux arrivant simultanément sur chacune des antennes. La fréquence de détection est proche de 100 MHz avec une résolution de l'ordre de 100 μ s. L'objectif est de déterminer les coordonnées horizontales des points sources. La puissance rayonnée par l'éclair en VHF est toutefois plus faible que celle rayonnée en LF ou VLF, la portée d'un tel système est donc beaucoup plus limitée, mais permet de détecter les sources intra-nuageuses.

On peut également citer le système américain, qui sera utilisé durant les périodes d'observations spéciales de la campagne Hymex : le Lightning Mapping Array (LMA). C'est un système de détection 3D des décharges constituant les éclairs se trouvant dans le nuage, développé par le New Mexico Institute of Mining Technology (Rison et al., 1999 ; Krehbiel et al., 2000). Il fonctionne en VHF (60 - 66 MHz) et peut donc détecter en plus des pics de courant dus à la circulation de l'éclair complet, les rayonnements émis aux premiers stades de

développement des éclairs. Pour un éclair donné, le LMA peut restituer quelques centaines, voire milliers, de sources fournissant ainsi une carte détaillée de l'activité électrique totale. La technique utilisée pour déterminer la position d'une source est celle de la différence de temps d'arrivée à partir de 6 stations (4 au minimum) ou plus. La précision de la localisation dépend de celle avec laquelle est mesurée le temps d'arrivée ainsi que du nombre de stations prises en compte pour localiser la source. Les temps d'arrivée sont mesurés de manière indépendante à chaque station en utilisant une base de temps précise donnée par le GPS (Thomas et al., 2004). Ce système permet de couvrir de faibles domaines (autour de 150 km) à l'aide d'une douzaine de stations. Cependant il est facilement transportable, et permet donc d'être déployé lors de campagnes de mesure spécifiques.

En plus de fournir une cartographie détaillée des éclairs, le LMA permet d'identifier plusieurs zones de charge dans le nuage. Nous avons vu plus haut, que dans les premières phases d'un éclair, il y avait la formation d'un leader qui se propage à travers une zone de charge de polarité opposée. Nous avons également vu que ce leader était bidirectionnel (Kasemir 1960, Mazur ans Ruhnke, 1993). La partie négative de ce leader est détectée de façon préférentielle car les sources négatives génèrent des rayonnements plus puissants que les positives (Thomas et al., 2001). Le LMA détectera donc plus de sources pour les leaders négatifs que pour les positifs. Donc la partie de l'éclair bien définie par le LMA, sera la partie portant les charges négatives et se propageant donc dans une zone de charge positive (Wiens et al., 2005, Bruning et al., 2007). A l'inverse, la partie de l'éclair pour laquelle la description du canal de l'éclair sera composée de moins de sources, sera identifiée comme transportant des charges positives et donc se propageant à travers une région de charge négative.

1.5.2 L'observations du nuage

1.5.2.1 Par satellite

Les satellites géostationnaires (en orbite à environ 35800 km d'altitude au-dessus de l'équateur) de la gamme MSG (Météosat Second Generation) sont la seconde génération de satellite Météosat dont le premier (MSG 1) a été lancé en 2002. Cette seconde génération de satellites est dotée du capteur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager) qui observe le disque terrestre à intervalles réguliers (15 minutes), selon plusieurs longueurs d'onde, correspondant chacune à des canaux spécifiques : en particulier dans les domaines du spectre visible et de l'infrarouge, mais également dans certaines longueurs d'onde identifiées comme correspondantes à l'absorption de gaz particuliers. Cela permet de restituer des contenus en gaz atmosphérique, de mesurer la température de l'atmosphère, son contenu en vapeur d'eau et bien sûr la couverture nuageuse.

Selon le paramètre que l'on cherche à mesurer, les instruments embarqués sur les satellites peuvent être soit des capteurs passifs, soit des capteurs actifs. Dans ce dernier cas, l'instrument va envoyer un signal vers la Terre, et mesurera le signal qui sera retro-diffusé vers le satellite par les différentes cibles rencontrées sensibles à la longueur d'onde du signal. Dans le cas de détecteur passif, courant sur les satellites, le détecteur se contente d'enregistrer le signal émis par la Terre et son atmosphère.

En météorologie ce type de satellite est particulièrement utile afin de caractériser et classer les systèmes nuageux et les phénomènes météorologiques à évolution rapide. Les données fournies par les satellites permettent d'analyser les déplacements des nuages (dans le visible et à 11 μm), les structures de champs de vapeur d'eau (6,7 μm), ou d'extraire des estimations quantitatives du champ de vent. Toutes ces données sont donc très utiles afin de repérer des nuages convectifs (typiquement les nuages d'orages), notamment avec l'estimation de la température de sommet des nuages. Plus la convection est forte, plus le sommet du nuage se trouvera à une altitude élevée et donc plus sa température sera froide. Cette température est calculée à partir de la quantité d'énergie rayonnée par les nuages vers

les capteurs du satellite. Plus ce rayonnement est faible, plus la température associée sera basse, et plus la convection sera forte.

Les satellites MSG sont positionnés à 0° de longitude, afin de permettre la couverture spatiale de l'Europe, mais d'autres systèmes similaires existent comme aux Etats-Unis avec la gamme de satellites GOES (Geostationary Operational Environmental Satellites).

1.5.2.2 Au sol : les radars

Les radars météorologiques fonctionnent à diverses longueurs d'onde, dont les trois principales sont :

- la bande X : longueur d'onde = 2 cm, très fortement atténuée
- la bande C : longueur d'onde = 5 cm, sensible à l'atténuation
- la bande S : longueur d'onde = 10 cm, peu sensible à l'atténuation.

L'atténuation du signal peut être provoquée par les grosses particules et les précipitations, ce qui est dû à leur taille non négligeable par rapport à la longueur d'onde. Cependant le rayon de l'antenne du radar étant proportionnel à la longueur d'onde, les radars de bande S sont peu courants, car onéreux et imposants. Il est courant de parler indifféremment de fréquence (f) ou de longueur d'onde (λ) des radars, ces deux paramètres étant reliés par la relation :

$$\lambda = \frac{c}{f}$$

où c est la vitesse de la lumière $c \approx 3.10^8 \text{ m s}^{-1}$.

Le radar conventionnel émet des impulsions d'énergie électromagnétique (de fréquence élevée) très brèves et à intervalles réguliers (figure 1.14a). L'énergie est concentrée en un faisceau de faible ouverture par l'antenne du radar. Tout objet présent sur le chemin du faisceau intercepte une partie de l'énergie incidente, qu'il absorbe et rayonne dans diverses directions, y compris celle du radar. Cette fraction renvoyée vers le radar est proportionnelle à la taille et à la quantité des cibles rencontrées (figure 1.14b).

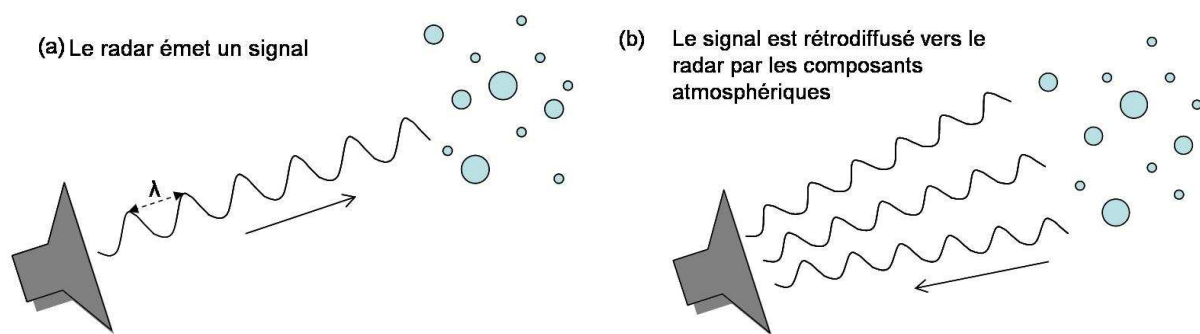


Figure 1.14 : Schéma d'émission et réception du signal par un radar. (a) : le radar émet une onde électromagnétique dans l'atmosphère. (b) Les composants de l'atmosphère rétrodiffusent une partie du signal émis vers le radar.

C'est pourquoi plus les hydrométéores sont « gros » et nombreux, plus le signal reçu par le radar sera fort, comme dans le cas de fortes pluies par exemple. La direction et la distance séparant le groupe d'hydrométéores du radar peuvent être ainsi déterminées à partir de l'orientation de l'antenne (figure 1.15a), du temps écoulé entre l'émission et la réception du signal rétrodiffusé, et en considérant qu'en deçà de quelques centaines de kilomètres, les ondes électromagnétiques utilisées se propagent en ligne droite et à vitesse constante (équivalente à la vitesse de la lumière). Les représentations des données radar sont souvent réalisées sous forme de PPI (Plan Position Indicator, figure 1.15b) : les données sont représentées en 2D à élévation constante et ont donc une altitude qui augmente avec l'éloignement au radar.

La puissance du signal rétrodiffusé reçu par le radar est proportionnelle au rapport entre la réflectivité radar et la carré de la distance radiale radar - cible. Le facteur de réflectivité (Z) peut être défini comme le moment d'ordre 6 de la distribution dimensionnelle des cibles et s'exprime en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$. La gamme de valeur que peut prendre ce paramètre étant très étendue, il lui est communément associé une échelle logarithmique selon la relation :

$$Z \text{ (dBZ)} = 10 \times \log (Z \text{ (mm}^6 \text{m}^{-3}\text{)}) .$$

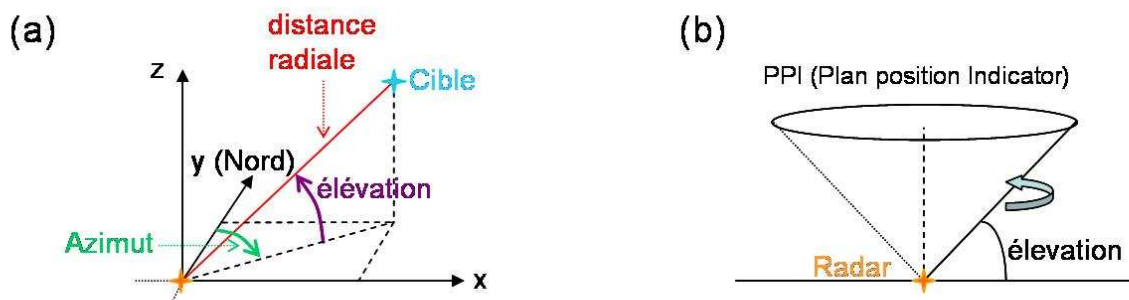


Figure 1.15 : (a) Représentation des coordonnées de chaque cible fournies par le radar : une distance radiale (entre la cible et le radar), un azimuth (angle donné par rapport au nord géographique), et une élévation (angle d'émission du signal par rapport à l'horizon selon lequel le tour d'antenne est effectué). (b) : Le PPI correspond au plan décrit par un tour d'antenne réalisé à une élévation donnée.

Le réseau de radar français ARAMIS (Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique) est composé à l'heure actuelle de 24 radars (en bande C et bande S) dont 22 sont des radars Doppler (cf. figure 1.16).

Le réseau de radars fin 2011

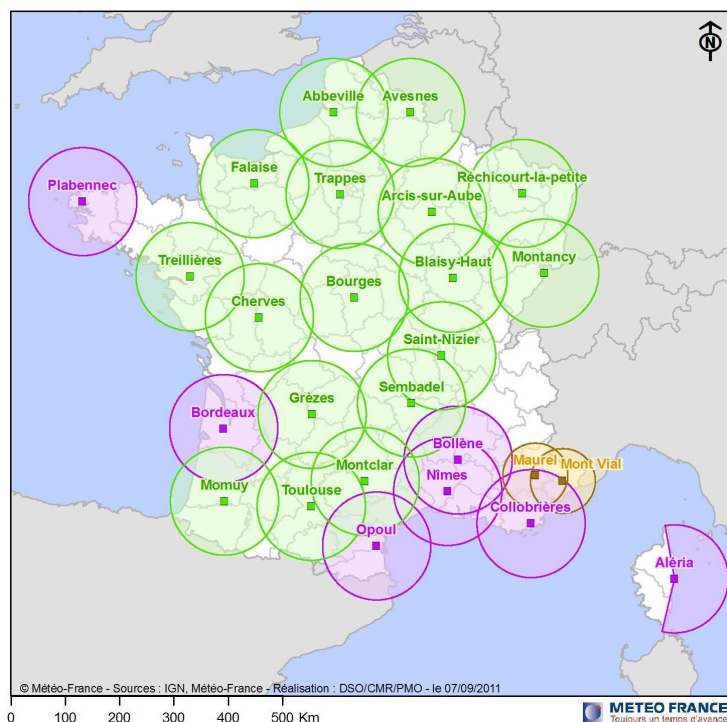


Figure 1.16 : Carte du réseau français de radar : ARAMIS. Des périmètres de 100 km sont délimités autour de chaque radar. Les radars en verts fonctionnent en bande C, les violets en bandes S et les oranges en bande X.

Comme leur nom l'indique ces radars utilisent l'effet Doppler afin de restituer la vitesse radiale (v_r) de la cible à partir de la dérivée temporelle de la phase du signal reçu. En effet, les particules nuageuses sont en mouvement constant par rapport au radar. L'onde émise par le radar sera donc reçue avec un décalage de fréquence ($\Delta f = -v_r/\lambda$) par la cible (où λ est la longueur d'onde du radar). La partie du signal qui sera renvoyée vers le radar possédera ce même décalage. Le signal reçu sera donc décalé deux fois par rapport au signal émis. Ainsi en mesurant ce décalage de fréquence, la vitesse de déplacement de la cible dans la direction de visée pourra être déterminée. Cette vitesse est reliée aux trois composantes du vent. A partir de deux radars, il est possible d'obtenir un système d'équations fermé permettant d'estimer ces vitesses de vent (Sauvageot, 1992).

Au sein du réseau ARAMIS, on compte également 10 radars polarimétriques. Le principe de ces radars est basé sur le fait que selon la forme, l'orientation ou la taille d'un hydrométéore, la quantité de signal diffusée vers le radar selon l'horizontale ou la verticale sera différente. Ces radars sont donc capables d'émettre et de recevoir des ondes polarisées linéairement de manière horizontale et verticale.

Cela permet ainsi de déterminer de nombreux paramètres en plus de la réflectivité radar. Parmi les principales variables polarimétriques restituées par ce type de radar on peut noter :

- Z_{HH} (Z_{VV}) : le facteur de réflectivité observé en polarisation horizontale (verticale) en émission et en réception.
- Z_{DR} : la réflectivité différentielle, définie en échelle logarithmique comme le rapport de Z_{HH} et Z_{VV} (exprimés en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) :

$$Z_{DR} = 10 \times \log \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right).$$

Elle est reliée à la forme et à la taille des hydrométéores. Pour des hydrométéores présentant d'importantes différences de taille selon la verticale et selon l'horizontale (comme une grosse goutte d'eau en chute qui sera aplatie), Z_{DR} aura une valeur élevée, car le signal rétrodiffusé sera plus fort selon la direction horizontale que selon la verticale.

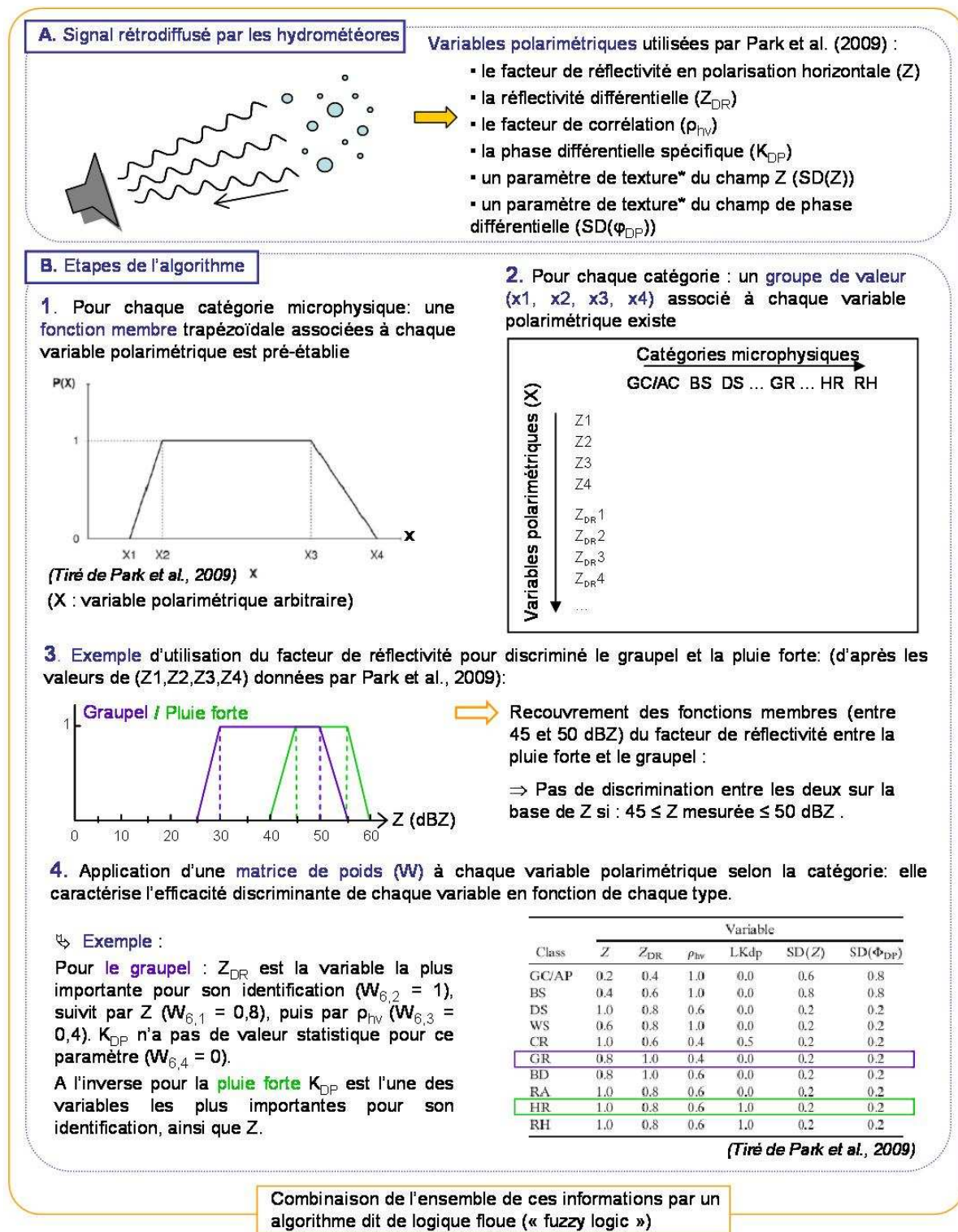
- K_{DP} : la phase différentielle spécifique, définie comme le rapport de la différence de phase ($d\phi_{DP}$) le long du trajet radar-cible du signal entre les ondes horizontale et verticale, et un élément d'unité de longueur de ce trajet (dr) (équivalent à l'unité de distance choisie) :

$$K_{DP} = \frac{d\phi_{DP}}{dr}.$$

Pour la pluie, le milieu étant plus dispersif selon l'axe horizontal que selon l'axe vertical, ce paramètre permet de déterminer les différences de proportions entre ces deux axes et ainsi de discriminer la pluie de la grêle.

On peut également citer le rapport de dépolarisation linéaire (L_{DR}) relatif à la forme et à l'orientation des hydrométéores, et le facteur de corrélation (ρ_{hv}) relatif à la diversité des hydrométéores présents dans le volume radar observé (diversités des types d'hydrométéores, mais aussi en taille, géométrie, ...)

Toutes ces variables dépendent de la nature, de la taille, de la géométrie, du nombre et de l'orientation des hydrométéores qui en sont la source. De fait, il est possible d'identifier le/les type(s) d'hydrométéore(s) présents dans le volume radar observé, via des algorithmes de traitement basés sur une méthode de « logique floue » (« fuzzy logic » en anglais) (Vivekanandan 1993 ; Park, 2009). Le principe de base de l'algorithme utilisé par Park et al. (2009) est présenté très schématiquement sur la figure 1.17.



* : Paramètre de texture = caractérise l'amplitude des fluctuations de petites échelles de Z et Φ_{DP} .

Figure 1.17 : Schéma des principales étapes d'identification des cibles vues par le radar. Basé sur la méthode développée dans Park et al. (2009) (les différentes étapes de « nettoyage » et préparation du signal et de test de validité ne sont pas présentées dans ce schéma).

L'idée est d'associer chaque type d'hydrométéore à une plage de valeurs potentielles pour chacune des variables polarimétriques mesurées. Ces plages de valeurs sont prédéfinies par le biais des « fonctions membres ». Dans chaque élément de volume radar, l'algorithme établit une correspondance entre les différentes valeurs possibles relatives à un type d'hydrométéore et les valeurs des différents paramètres observés par le radar. Ainsi l'hydrométéore dont les plages de valeurs couvriront au mieux les valeurs observées sera identifié comme présent dans le volume radar. Il peut arriver que plusieurs types d'hydrométéores soient identifiés dans le même volume. Dans ce cas, l'algorithme attribue au volume l'hydrométéore considéré comme majoritairement présent. Cependant cette règle n'est pas toujours appliquée. Pour certaines catégories, il arrive qu'elles soient désignées comme étant « à favoriser » par l'opérateur. Par exemple, lorsque de la grêle est détectée, le volume radar associé sera identifié comme contenant de la grêle (à Météo France) quelle que soit la quantité des autres espèces identifiées dans le volume.

Ces algorithmes, actuellement en cours de développement et de modification à Météo France, (en ce qui concerne les radars du réseau ARAMIS) permettent ainsi de restituer le type d'hydrométéores présents à l'intérieur d'un système orageux.

1.6 Aperçu des relations entre éclairs et paramètres nuageux

Dans ce chapitre, le but n'est pas de lister de façon exhaustive l'ensemble des relations existant ou ayant été étudiées entre éclairs et paramètres nuageux, mais plutôt de donner un bref aperçu des travaux effectués sur le sujet. Une seconde partie est consacrée au développement de l'hypothèse des flux sur la base des travaux de Blyth et al. (2001).

1.6.1 Vue d'ensemble

Comme cela a été mentionné en introduction, les liens entre activité d'éclair et paramètres nuageux ont déjà fait l'objet de nombreuses études, l'électrification du nuage étant directement liée à sa dynamique et sa microphysique. D'autre part, étant donné la tendance observée des précipitations et de l'activité d'éclair à connaître des évolutions similaires dans le temps, les relations entre taux d'éclairs et taux de précipitation ont également fait l'objet de plusieurs études qui montrent cependant une certaine sensibilité à de multiples facteurs. En effet, ces relations entre activité d'éclair et précipitation peuvent dépendre des conditions environnementales (un fort contraste peut apparaître entre les orages évoluant sur mer ou sur terre : Petersen et Rutledge, 1998; Takayabu, 2006), du cycle de vie de l'orage (Tapia et al., 1998), de la région dans laquelle se produit l'orage (Holle et al., 1994), du type d'éclairs considéré (Piepgrass et al., 1982; Soula et Chauzy, 2001). Cependant, dans le cas particulier des précipitations intenses la corrélation avec l'activité électrique semble meilleure (Petersen et Rutledge, 1998 ; Katsanos et al., 2007).

Plus récemment, à partir de l'étude de données satellites issues de la mission TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) dans le nord-ouest de l'océan Pacifique, Pessi et Bussinger (2009) ont montré que l'activité d'éclair et les réflectivités radar dans la zone mixte semblées liées, et ont mis en évidence une corrélation linéaire entre maximum de réflectivité et activité d'éclair. Ils ont également montré une augmentation logarithmique du taux de pluie avec l'activité d'éclair et la localisation de l'activité électrique au niveau des cœurs convectifs, confirmant ainsi des résultats obtenus dans d'autres études (Fleener et al., 2009, pour les éclairs nuage-sol ; Soula et Chauzy, 2001, pour l'activité électrique totale). Pessi et Bussinger (2009) ont également observé une forte corrélation entre activité d'éclair et contenu en glace intégré sur la verticale (IWP : Ice Water Path). Une étude antérieure également basée sur des données TRMM de Petersen et al. (2005) a mis en évidence cette forte corrélation entre IWP et activité d'éclair, et a aussi comparé cette relation issue de différents régimes : au-dessus de l'océan, en régime côtier, et sur continent. La relation entre activité d'éclair et

IWP est apparue relativement invariante en fonction des régions considérées contrairement à la celle des taux de pluie.

Concernant les relations entre glace et activité d'éclair, celles-ci ont été investiguées plus en détails, notamment par Latham et al. (2007) qui ont comparé l'activité d'éclair avec les masses de glace précipitante et non précipitante, à partir de données radar (observation depuis le sol). La détermination de ces catégories est basée sur les particules intervenant dans le mécanisme non-inductif à la base de l'électrisation du nuage et de l'hypothèse des flux (Blyth et al., 2001).

1.6.2 L'hypothèse des flux

Cette hypothèse a été développée de façon analytique par Blyth et al. (2001). Elle prédit que le taux d'éclair total (IC+CG) est proportionnel, à une constante près, au produit du flux de précipitation solide dirigé vers le bas et du flux de cristaux de glace dirigé vers le haut, d'où son nom d'hypothèse des flux.

Afin d'établir cette hypothèse, Blyth et al. (2001) ont considéré que le seul mécanisme produisant l'électrisation du nuage était le mécanisme non-inductif, ce qui au moins en début de vie de l'orage, peut être une approximation relativement réaliste (voir partie 1.3.2.2). Ils ont ensuite considéré une région du nuage appelée zone de charge dans laquelle se déroule l'électrisation du nuage car les graupels, cristaux de glace et eau surfondue y coexistent et y interagissent. Les limites de la zone de charge sont diffuses et variables d'un nuage à l'autre. Cependant, le haut de la zone de charge est défini comme étant le niveau au-delà duquel le graupel ne peut être maintenu très longtemps par l'ascendance. Donc plus grande est la vitesse d'ascendance, plus haute est la zone de charge. Ce niveau est généralement situé entre -10 et -30 °C. Le graupel peut en effet atteindre de hautes altitudes avant que sa vitesse de chute terminale soit supérieure à la vitesse d'ascendance et avant qu'il commence à chuter par rapport au sol si la convection est assez forte. La limite basse de la zone de charge est quant à elle supposée correspondre aux niveaux où la température est légèrement inférieure à 0°C, typiquement -5°C, afin que les trois espèces microphysiques à la base de l'électrisation du nuage rappelées plus haut puissent cohabiter. Les valeurs des flux considérées dans le calcul sont celles existant au sommet de la zone de charge, où la majorité des transferts de charge impliqués dans la croissance du champ électrique se produisent (Illingworth et Latham, 1975 ; Latham et Dye, 1989).

Dans ce calcul illustratif détaillé succinctement ci-après, il est considéré qu'une situation stable existe dans laquelle l'hypothèse de conservation de la charge électrique au sommet de la zone de charge peut être faite. Celle-ci se traduit par le fait que la charge neutralisée par chaque éclair est continuellement remplacée par la charge portée par les cristaux de glace amenés par l'ascendance. Ce qui, exprimé sous la forme d'équation, peut s'écrire :

$$Q_l \times f = C_1 \times S \times w$$

Où :

Q_l : Charge neutralisée par éclair

f : Taux d'éclair

S : Densité de charge d'espace sur les cristaux de glace au sommet de la zone de charge

w : Vitesse des ascendances

C_1 : Constante (dans la suite tous les C_i , seront des constantes)

La densité de charge d'espace S est exprimée sous la forme :

$$S = dS/dt \times T = C_2 \times N \times R^2 \times V_t \times n \times q \times T$$

Où :

- dS/dt : Taux de charge des cristaux de glace par unité de volume d'air
 T : Temps caractéristique dans lequel le chargement des cristaux se produit.
 Hypothèse : $T = Z / w$, où Z est l'épaisseur caractéristique située juste sous le sommet de la zone de charge dans laquelle le chargement est significatif
 R : Rayon des graupels
 N : Concentration en graupels de rayon R
 V_t : Vitesse de chute du graupel considérée comme proportionnelle à R : $V_t = C_4 \times R$
 n : Concentration en cristaux au sommet de la zone de charge
 q : Charge échangée par collision
 Hypothèse : $q = C_3 \times d^a \times V_t^b$
 où : d : taille du cristal de glace
 a et b : constantes considérées égales à 3 et 2 respectivement, à partir d'expériences de laboratoire (Jayaratne et al., 1983 ; Baker et al., 1987, ...)

Au cours du calcul, il est considéré que :

- la charge neutralisée par éclair (Q_l) est constante ;
- la vitesse de chute terminale du graupel est égale à la vitesse d'ascendance ($v_t = w$) au sommet de la zone de charge ;
- le taux de précipitation solide: F_{GP} est proportionnel à $N \times R^3 \times v_t$
- la masse de cristaux de glace par unité de volume d'air (M_i) s'exprime par :

$$M_i = C_6 \times n \times d^3$$

- le flux de masse de cristaux à travers le sommet de la zone de charge est:

$$F_{GNP} = M_i \times w$$

L'ensemble de ces considérations permet d'aboutir à l'expression de l'hypothèse des flux, qui est la suivante :

$$f = C_8 \times F_{GP} \times F_{GNP}$$

où C_8 est une constante regroupant l'ensemble des autres constantes et des paramètres considérés constants au cours de ce calcul.

D'après Blyth et al. (2001), la forme générale de cette équation n'est pas surprenante car les hydrométéores glacés (graupels, cristaux de glace, ...) sont les espèces primordiales intervenant dans le processus de charge. L'augmentation concomitante du champ électrique avant et après les éclairs dépend de façon significative du taux auquel les collisions se produisent entre ces deux types d'hydrométéores, qui dépend lui-même des concentrations en cristaux de glace et du taux de graupels qui « balayent » le volume de cristaux (en considérant le fait que les graupels chutent par rapport à l'air « chargé » en cristaux de glace).

L'hypothèse des flux, prévoyant une relation quantifiable entre éclair et glace et testée avec succès sur des données radar par Deierling et al. (2008), sera également évaluée dans l'étude présentée par la suite.

Une version plus détaillée de cette hypothèse a été développée par Latham et al. (2004), qui ont établi une expression de cette relation pour deux mécanismes de glaciation différents : la nucléation primaire et le processus Hallet-Mossop. Cependant étant donné qu'il est difficile de savoir quel mécanisme est prédominant en réalité, nous n'avons pas plus investigué cette piste de travail.

2 Présentation des événements et des données

Afin d'étudier les relations entre éclairs et paramètres nuageux nous nous sommes basés sur des observations d'événements orageux des années 2009 et 2010. Dans un premier temps, compte tenu de la disponibilité des données nous avons concentré l'étude sur deux systèmes orageux s'étant déroulés en région parisienne en 2009. Ensuite, ce travail étant préparatoire à l'analyse des données qui seront disponibles pendant la campagne HyMeX, trois événements s'étant produits dans le Sud-Est de la France également en 2009 ont été étudiés. Enfin nous avons eu la possibilité d'étudier le premier cas représentatif de la campagne HyMeX qui a eu lieu du 6 au 8 septembre 2010. Dans ce chapitre, les événements et les données utilisées pour leur étude seront décrits après une rapide explication de la façon du choix des cas observés.

2.1 Choix des événements

Le choix des cas traités a été principalement basé sur l'activité électrique. Des données de nombre d'éclairs nuage-sol par jour (issues du réseau Météorage) nous ont été communiquées par Météo France sur des régions couvrant à peu près nos domaines d'étude entre mai et octobre 2009. Ainsi les dix dates possédant l'activité électrique la plus soutenue pour chaque région (nombre de CG supérieur à 2000 pour la région parisienne et supérieur à 3000 pour le Sud-Est) ont initialement été retenues.

Ensuite, étant donné que nous ne disposons des données d'éclairs qu'à partir du début du mois de juillet 2009, nous nous sommes concentrés sur les événements correspondants, sur la base d'images satellites et radar (mises à disposition par Eumetsat pour les données satellites et par plusieurs pays européens pour les données radar, sur les sites www.sat24.com et www.meteox.com). Nous avons sélectionné des événements qui traversaient les domaines, afin de pouvoir suivre leur évolution, et dont l'activité électrique se trouvait principalement dans les zones couvertes par les radars. A cette étape, notre sélection comprenait quatre événements parisiens et quatre événements sur le Sud-Est.

En ce qui concerne les cas parisiens, en pensant disposer des données du système LS 8000 (installé en 2009 pour la détection des sources intra-nuageuses) nous avons isolé les deux cas s'étant déroulés à partir du mois d'août (mise en service du système) et correspondant aux critères précédemment cités, à savoir les :

- 24/08/2009 entre 1100 et 2200 UTC : 3728 CG (durée : 11 heures),
- 7/10/2009 entre 1500 et 2100 UTC : 4227 CG (durée : 6 heures).
- En ce qui concerne la région Sud-Est, nous avons sélectionné trois des quatre cas dont l'activité électrique était la plus importante. Ces événements sont les:
 - 01-02/08/2009 entre 1700 (le 1er) et 1100 UTC (le 2) : 12503 CG (durée : 18 heures),
 - 18/09/2009 (journée complète) : 12044 CG (durée : 24 heures),
 - 08-09/10/2009 entre 1700 (le 8) et 0300 UTC (le 9) : 11714 CG (durée : 10 heures).

Un quatrième événement a été étudié sur la région Sud-Est. Il s'agit du premier événement considéré comme typique du projet HyMeX. Il s'est produit entre les 6 et 8 septembre 2010 et sera nommé par la suite « cas Hymex ». En effet ce cas est particulier de par son intensité et sa dynamique. Il a également la particularité d'avoir bénéficié d'un fonctionnement du radar de Nîmes différent par rapport aux cas de 2009 de la même région (cf. section 2.3.3.2). Cet événement s'est déroulé entre 1500 (le 6) et 0430 UTC (le 8) soit une durée totale d'un peu plus de 37 heures, durant lesquelles 32405 CG ont été enregistrés dans le domaine d'étude.

2.2 Présentation des événements

2.2.1 La région parisienne

Les événements étudiés sur la région parisienne sont deux systèmes orageux de taille importante s'étant déroulés le 24/08/2009 et le 7/10/2009.

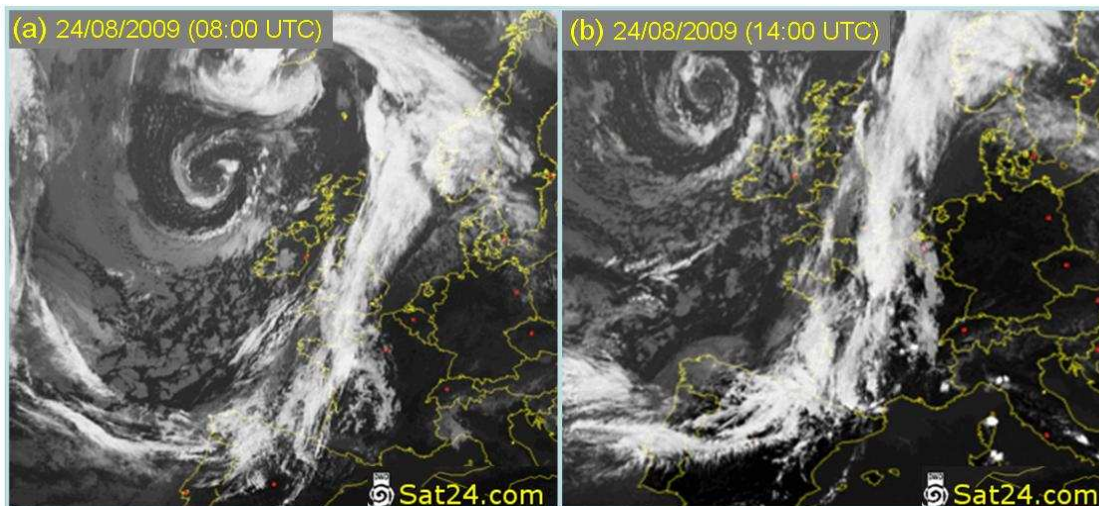


Figure 2.1 : Images satellite infrarouges du 24/08/09 à (a) : 0800 UTC et (b) : 1400 UTC.

Le 24 Août 2009, une dépression localisée au nord-est de l'Irlande (figure 2.1a) progresse vers l'est et provoque l'entrée d'un creux de pression sur l'Ouest de la France accompagné d'un front froid. A l'avant de ce front plusieurs développements de nuages instables apparaissent dans un flux de sud-ouest, favorisés par une température de surface élevée (autour de 30°C). Une forte ligne orageuse traverse le pays d'ouest en est et passe au-dessus de Paris et sa région entre 1100 et 2200 UTC (figure 2.1b). Durant ce laps de temps des cellules orageuses isolées se forment sur la région, venant s'intégrer aux systèmes déjà en place.

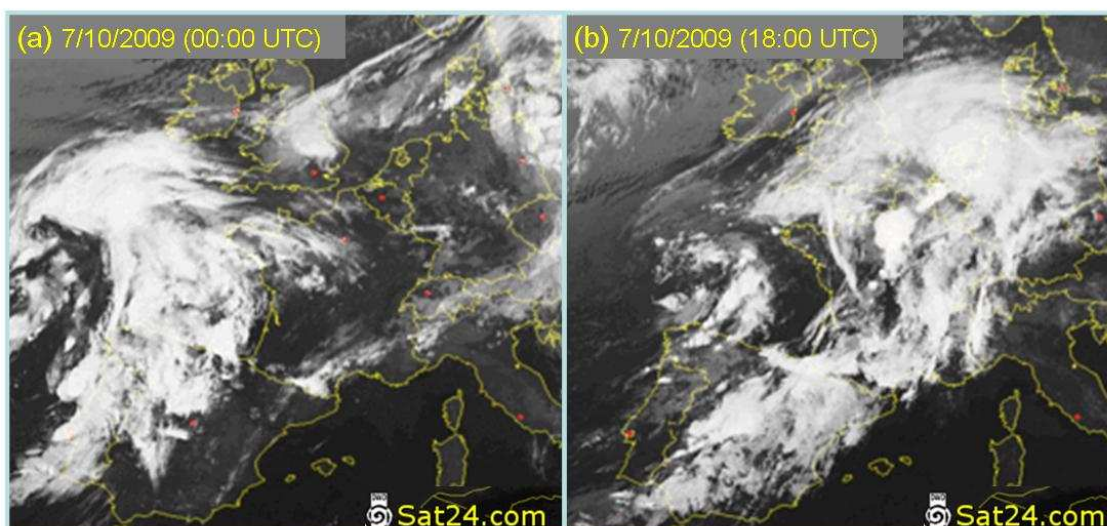


Figure 2.2 : Images satellite infrarouges du 07/10/09 à (a) : 0000 UTC et (b) : 1800 UTC.

Le 7 Octobre 2009, une zone de basse pression est localisée sur l'ouest de la France (figure 2.2a). Elle entre sur le territoire par le Golfe de Gascogne en se déplaçant vers l'est. Le front froid associé progresse dans un environnement où les températures de surface sont anormalement élevées pour la saison, favorisant ainsi plusieurs développements convectifs se

dirigeant vers le nord-est. A 1500 UTC un petit groupe de cellules actives se développe à environ 350 km au sud-ouest de Paris, et vont se regrouper en un système multicellulaire traversant la région parisienne (figure 2.2b) jusqu'à 2100 UTC. Au nord-est de ce dernier un second système devient actif vers 1700 UTC et se déplace vers la Belgique par la suite.

2.2.2 La région Sud-Est

Les événements présentés dans la suite sont quatre cas d'étude s'étant produits dans le Sud-Est de la France : trois en 2009 et un en 2010. Les événements de l'année 2009 étudiés dans ce chapitre sont ceux du 1^{er} au 2 août 2009, du 18 septembre 2009 et du 8 au 9 octobre 2009. Le cas Hymex est daté quant à lui du 6 au 8 septembre 2010.

Le 01/08/09 une dépression est située au nord de l'Irlande. Le front froid associé traverse la France d'ouest en est en entrant par la côte Atlantique. Plusieurs développements orageux se produisent dans un premier temps sur le Sud-Ouest, avant de former un système (MCS) frontal très organisé, de grande taille et orienté nord-sud, se déplaçant vers l'est (figure 2.3a). Celui-ci entre dans le domaine d'étude à 1700 UTC le 01/08/09. Dans la nuit du 02/08/09 d'autres développements orageux se succèdent sur la région dans un flux de sud-ouest, avec notamment la formation d'un système très actif d'un point de vue électrique qui se forme au large des côtes espagnoles en fin de nuit et se développe en remontant vers Avignon en début de matinée (figure 2.3b).

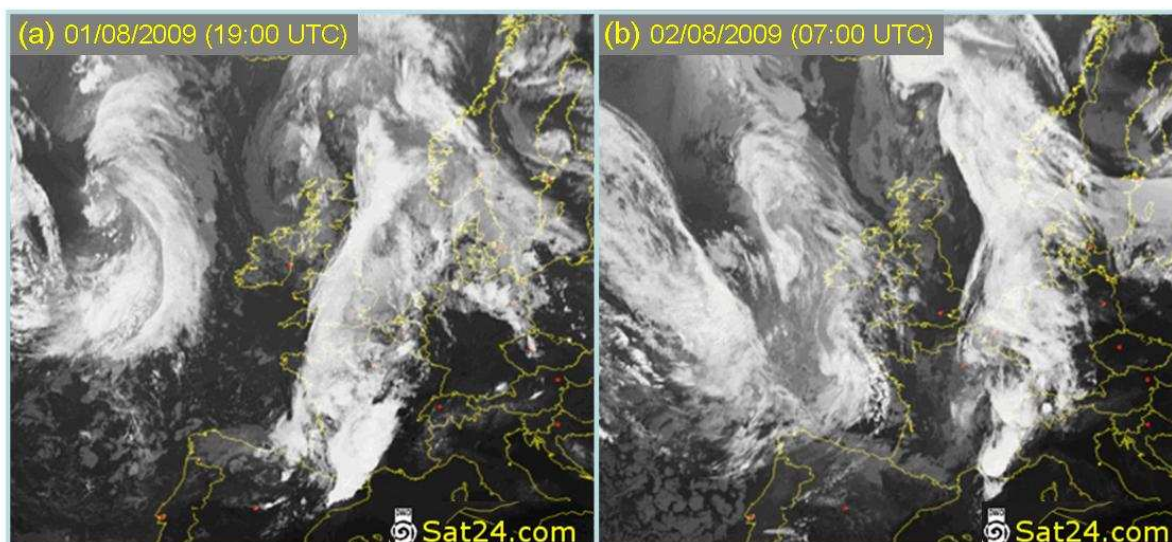


Figure 2.3 : Images satellite infrarouges (a) : du 01/08/09 à 0000 UTC et (b) : du 02/08/09 à 0700 UTC.

Le 18/09/09 une dépression centrée sur l'Espagne se déplace vers les Landes au cours de la journée. Le front froid se déplaçant dans un flux de sud-ouest vient interagir avec l'air chaud et humide remontant de Méditerranée, donnant naissance à une succession d'événements convectifs tout au long de la journée (figure 2.4). Celle-ci fut marquée par des périodes de pluies intenses. Il a été relevé en 24 heures : 174 mm à Cogolin (dans le Var), 132 mm à Cannes (Alpes-Maritime), ou 111 mm à Porquerolles (Var). On peut également citer les 104 mm de précipitation relevés à Marignane (Bouches-du-Rhône) où de fortes rafales de vent ont été observées (112 km h^{-1}). A titre de comparaison, la normale annuelle de hauteur de précipitation relevée à cette station est d'environ 555 mm.

Le 8/10/09 une zone de basses pressions se trouve sur l'Atlantique avec un thalweg bien prononcé. Son entrée sur le continent provoque dans un premier temps la formation de plusieurs systèmes convectifs le long de la côte Atlantique qui s'enfoncent ensuite dans les terres dans un flux d'ouest. L'un des systèmes s'organise et grossit. Son arrivée dans le

domaine d'étude (à partir de 1800 UTC) est précédée par le développement de quelques phénomènes convectifs isolés autour de Nîmes (figure 2.5a). Mais ceux-ci sont incorporés au système venant de l'ouest, pour ne former qu'un seul système nuageux de type MCS en forme de V (figure 2.5b) traversant la région d'ouest en est (en s'enroulant sur lui-même) qui se dissipe aux alentours de 0300 UTC le 09/10/09. Cet événement a notamment engendré la chute de 57 mm d'eau en 3 heures à Montpellier. Sur 24 heures, il a également été enregistré 105 mm de précipitation à Villeneuve-les-Maguelone (au sud-ouest de Montpellier), alors que la normale annuelle de hauteur de précipitation relevée à Montpellier est de 655 mm.

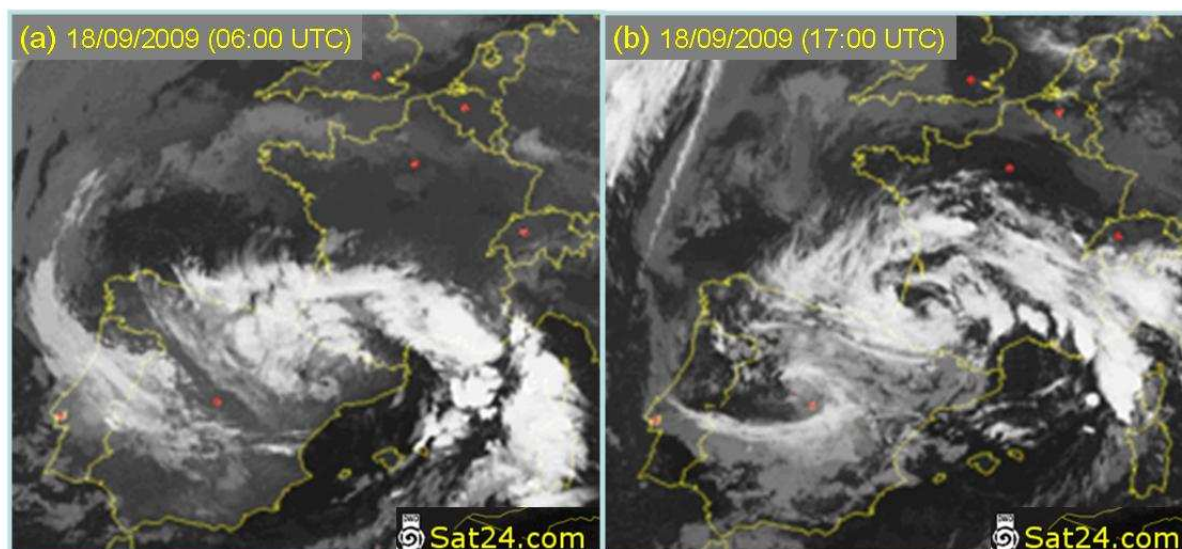


Figure 2.4 : Images satellite infrarouges du 18/09/09 à (a) : 0600 UTC et (b) : 0000 UTC.

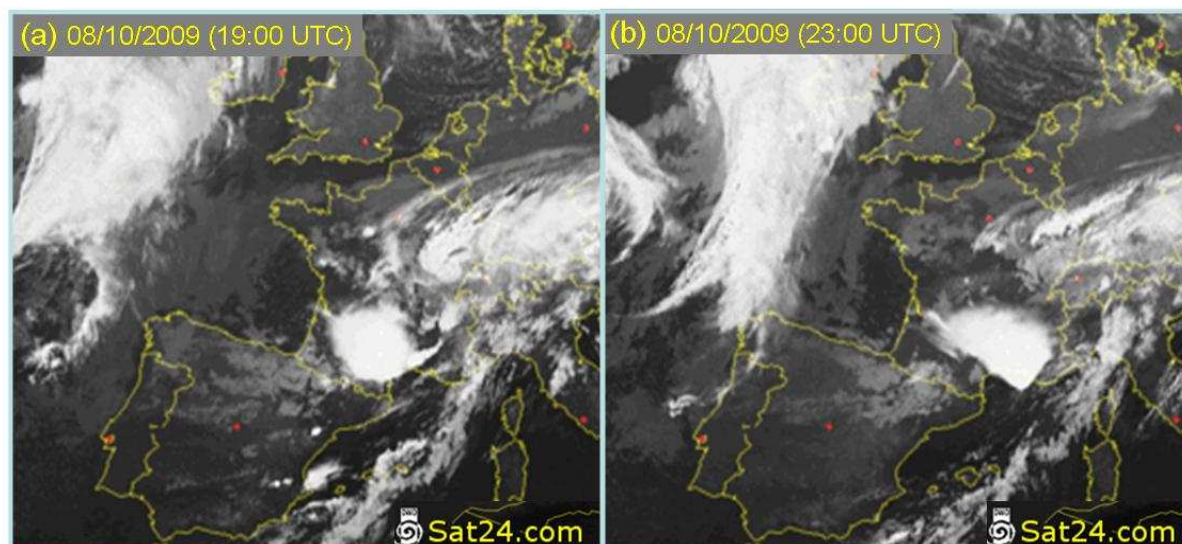


Figure 2.5 : Images satellite infrarouges (a) : du 08/10/09 à 1900 UTC et (b) : du 09/10/09 à 2300 UTC.

En ce qui concerne le cas Hymex, celui-ci débute dans la journée du 6/09/10 avec la présence d'un thalweg d'altitude associé à une dépression située sur l'Atlantique qui entraîne l'entrée d'un front froid par l'Ouest de la France. Celui-ci va provoquer de forts développements convectifs dans le Sud-Est de la France dans la soirée du 6 et la nuit du 7 septembre (figure 2.6a), alimentés dans les basses couches par l'air chaud et humide provenant de Méditerranée. Dans la journée du 7, l'air froid d'altitude est toujours présent

tandis qu'en surface l'advection d'air chaud issu de Méditerranée continue. Une advection d'air froid (accompagnant une dépression située près des côtes espagnoles dans le Golfe de Gascogne) arrive en fin d'après-midi du 7, contribuant à renforcer l'activité convective. Cette situation provoque à nouveau la formation d'orages violents dans la soirée du 7 (figure 2.6b) et la nuit du 8 entraînant des cumuls de pluie très importants, notamment dans le Gard.

Durant cet épisode, il a été relevé entre le 6/09/10 (0600 UTC) et le 8/09/10 (0600 UTC): 164 mm à Nîmes et 355 mm de pluie à Cardet (dans le Gard) dont 115 mm entre 1900 et 2000 UTC le 7. Il a également été relevé 310 mm à Conquérac (dans le Gard) en 7 heures dans la soirée et le début de nuit du 6 au 7 septembre, 200 mm de pluie en 4 heures à Cavaillon en fin de nuit du 6 au 7 (dans le Vaucluse).

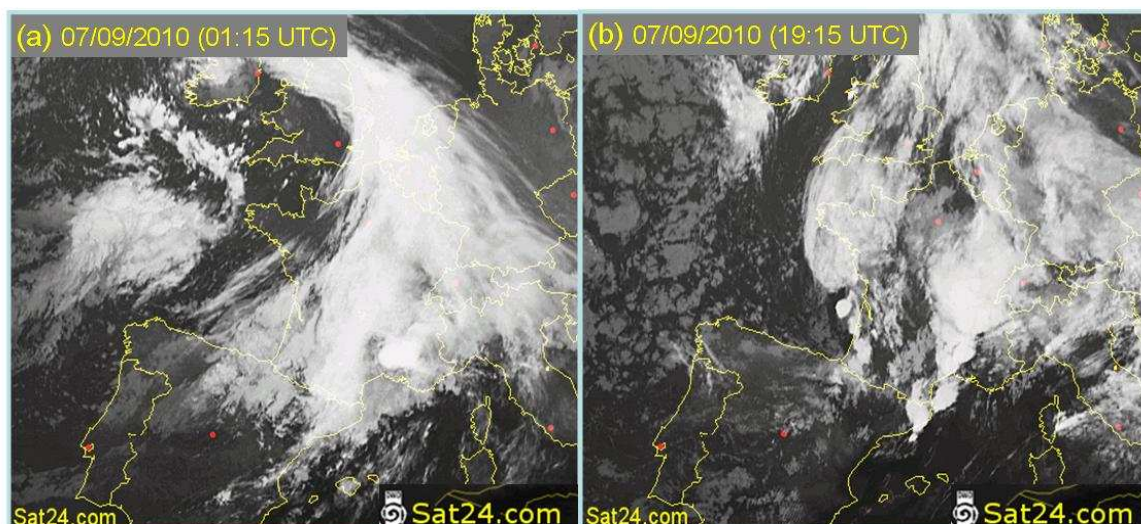


Figure 2.6 : Images satellite infrarouges (a) : du 07/09/10 à 0115 UTC et du (b) : du 07/09/10 à 1915 UTC.

2.3 Les données

2.3.1 Les données électriques

Les données d'éclairs CG ont été fournies par Météorage. Ces données se présentent sous la forme de fichiers textes comprenant une information par colonne. Pour chaque arc-en-retour, les informations contenues dans les fichiers sont les suivantes :

- la date (an/mois/jour),
- l'heure (heure/minute/seconde/dixième de milliseconde),
- la position (longitude/ latitude),
- le pic de courant (en Ampères ou kilo Ampères selon les fichiers).

Comme nous l'avons vu, un éclair CG peut être composé de plusieurs arcs-en-retour. Afin de regrouper ces arcs en CG, des critères temporels et spatiaux ont été employés. Ceux-ci sont détaillés dans le tableau 2.1. Ils ont été définis par Cummins et al. (1998) et continuent d'être employés par Météorage. La distance inter-arc a cependant été ramenée à 5 km étant donné que la précision de localisation du réseau est de l'ordre du kilomètre.

	Critère Temporel	Critère Spatial
Entre 2 arcs consécutifs	0,5 s	5 km
Entre le 1 ^{er} et le dernier arc	1 s	10 km

Tableau 2.1 : Critères de regroupements des arcs-en-retour en éclairs nuage-sol.

Certaines études, notamment américaines, ont avancé que les éclairs CG+ de faible pic de courant (inférieur à 10 kA) détectés par les capteurs de types IMPACT (réseaux français et américains) pouvaient être en réalité des éclairs IC (Waker et Orville, 1999 ; Biagi et al., 2007). Cependant, ces éclairs n'ont pas été filtrés dans l'étude compte tenu de l'incertitude qui demeure sur ce postulat et du fait que ces éclairs ne représentent qu'un faible pourcentage du jeu de données : moins de 5 % pour l'ensemble des événements traités (9 % pour le cas Hymex). Météorage recommande de son côté (pour plus de certitude) de filtrer les CG+ dont le pic de courant est inférieur à 5 kA. Cependant là encore, ces CG+ représentent moins de 0,3 % des jeux de données sur l'ensemble des événements (moins de 1% pour le cas Hymex) et ont donc été conservés, ayant très peu de chance d'influencer les résultats.

Un autre type de données d'éclairs nous avait été fourni initialement, issu d'un système en cours de déploiement sur la région parisienne. Il s'agissait d'un système de détection des sources intra-nuageuses (en 2D : latitude et longitude) composé de stations de type LS 8000 (exploitées par la société Vaisala). Les capteurs LS 8000 fonctionnent entre 110 et 118 MHz pour la détection des sources intra-nuageuses par interférométrie. La résolution temporelle de ces capteurs est de 0,1 μ s et leur résolution spatiale est d'environ 1 km pour les décharges intra-nuageuses. Ce système a commencé à fonctionner au début du mois d'août 2009, et malheureusement seules deux stations étaient opérationnelles durant les événements de la région parisienne que nous avons étudiés. Le fait de ne disposer que de deux stations (afin de localiser les sources) créait une zone « aveugle » (située au milieu du domaine d'étude) le long de la ligne de base reliant les deux stations, ainsi qu'une répartition suspecte des sources en bordure de cette zone. De plus en commençant à travailler sur ces données, un biais est apparu. En effet, des sources consécutives dans les fichiers apparaissaient comme détectées exactement au même moment et/ou localisées exactement au même endroit. La représentation de ces points suspects formait des cercles concentriques autour des stations avec une répartition « par paquet ». Nous avons transmis cette information à Météorage, qui a ainsi pu identifier la source de ces phénomènes et corriger le paramètre au sein de l'algorithme de traitement qui en était à l'origine. Cependant nous avons abandonné le traitement de ces données, trop d'incertitudes étant présentes.

2.3.2 Les données radar composites

A partir des radars du réseau ARAMIS, Météo France nous a fourni les données de champ de réflectivité radar et de vent sur une grille cartésienne en trois dimensions (3D) et selon la projection Lambert II étendu. Ces données sont fournies avec une résolution temporelle de 15 minutes. Durant ce laps de temps, le système nuageux est donc susceptible de se déplacer. Une correction tenant compte de l'advection est appliquée lors de la formation des composites, basée notamment sur les tours d'antennes (des radars) répétés durant les 15 minutes. Les vitesses 3D du vent sont déterminées à partir des radars Doppler (Bousquet et al., 2008) selon la méthode MUSCAT (Multiple Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique) développée par Bousquet et Chong (1998).

Cependant les vitesses verticales du vent fournies dans ces fichiers ont nécessité une intervention de notre part. En effet, les premières sorties de MUSCAT ne fournissent qu'une estimation erronée des vitesses verticales. Ainsi, elles ont été corrigées par une méthode basée sur des techniques variationnelles décrites dans Chong et Testud (1983) et Georgis et al. (2000). Schématiquement ces techniques consistent à appliquer des conditions aux limites spécifiques pour les vitesses verticales à la base et au sommet de la couche considérée et à minimiser les gradients horizontaux de vitesse verticale dans cette couche. L'algorithme de correction a été simplifié et adapté à nos cas d'études par Michel Chong (équipe Système Précipitant, LA).

Il faut également préciser que l'heure indiquée pour chaque pas de temps des données radar correspond à l'observation du quart d'heure précédent.

2.3.2.1 Les données de la région parisienne

Les données de la région parisienne nous ont été fournies sur une grille de $512,5 \text{ km} \times 562,5 \text{ km}$ (représentée par le cadre rouge sur la figure 2.7a) de résolution horizontale $2,5 \text{ km}$ et centrée à mi-distance de Trappes et Paris. La résolution verticale est de $0,5 \text{ km}$ entre $0,5 \text{ km}$ et 12 km . Le nombre de radars utilisés pour restituer l'ensemble de ces données varie entre 8 et 11 selon la position du système pour chaque quart d'heure d'observation. Les radars intervenant dans la restitution de ces données sont identifiés par les cercles colorés délimitant un périmètre de 100 km sur la figure 2.7a.

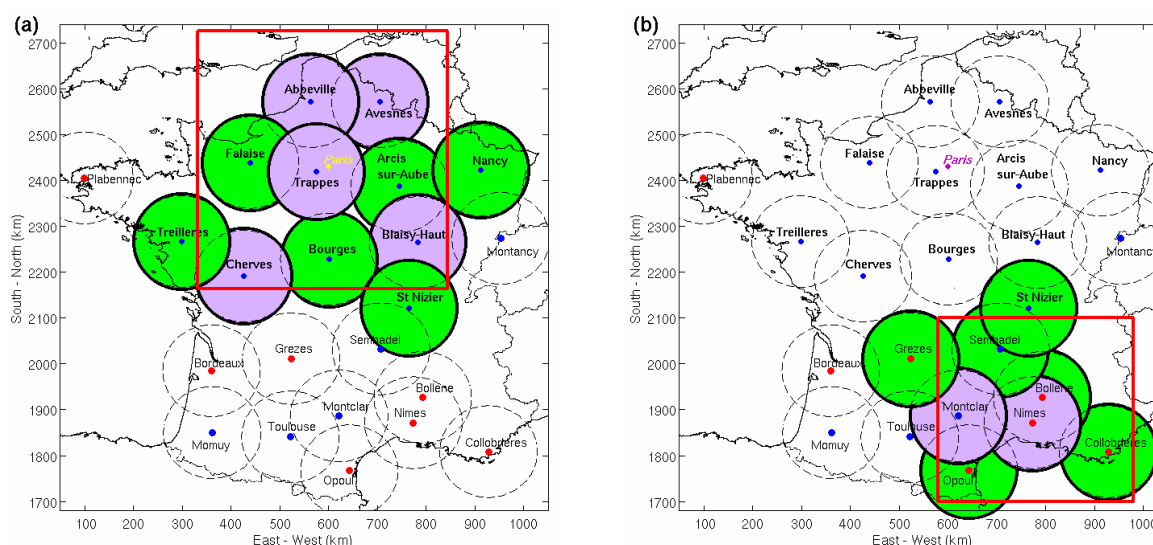


Figure 2.7 : Carte des radars du réseau ARAMIS. Les radars localisés en bleus (rouges) fonctionnent en bande C (bande S). Un périmètre de 100 km est délimité par un cercle noir autour de chaque radar. Les cercles colorés en vert (violet) identifient des radars à simple (double) polarisation. Chaque domaine délimité par un rectangle rouge correspond au domaine d'étude de chaque région. Les cercles colorés identifient les radars dont les données ont été prises en compte pour restituer les champs 3D des données composites pour : (a) la région parisienne, (b) la région Sud-Est.

2.3.2.2 Les données de la région Sud-Est

Les données concernant le Sud-Est de la France nous ont été fournies sur une grille de $400 \text{ km} \times 400 \text{ km}$ (représentée par le cadre rouge sur la figure 2.7b) de résolution horizontale 2 km et centrée sur le radar de Nîmes. La résolution verticale est de $0,5 \text{ km}$ entre $0,5 \text{ km}$ et 12 km d'altitude. Le nombre de radars utilisés pour restituer l'ensemble de ces données varie entre 7 et 8 selon le quart d'heure d'observation. Les cercles représentant un périmètre de 100 km centré sur chaque radar intervenant dans la restitution de ces données apparaissent en couleur sur la figure 2.7b.

2.3.2.3 Limites d'utilisation

Bien que présentant l'avantage de fournir des données « continues » sur l'ensemble du domaine, ces données composites formées à partir de plusieurs radars comportent quand même des inconvénients. En effet l'atténuation des réflectivités n'est pas corrigée lors de la formation du composite. Sachant que de nombreux radars fonctionnent en bande C, et sont donc sujet à l'atténuation par les fortes pluies (ou grosses particules), cela peut éventuellement impacter ces données. De plus, le maillage est large en comparaison à

l'échelle d'une cellule orageuse, que ce soit pour les cas du Sud-Est (2 km) ou les cas parisiens (2,5 km). Il ne permet donc pas une étude fine de cellules isolées. Il faut également tenir compte du fait que les réflectivités et les vitesses de vent sont interpolées à l'intérieur de chaque maille. Il y a donc un effet de lissage des valeurs les plus fortes qui apparaît, notamment au niveau des vitesses verticales. En effet celles-ci n'excèdent que rarement les 5 à 6 m.s^{-1} (notamment pour les cas parisiens) et ce, même au cœur des ascendances, alors qu'il est courant d'observer des valeurs de l'ordre de 10 à 15 m.s^{-1} .

Ces données composites étant basées sur une interpolation (Bousquet et al., 2008) elles dépendent du nombre de points considérés, et de ce fait, de la couverture radar. Lorsque cette couverture est plutôt espacée, elle peut engendrer des biais. Par exemple, pour des altitudes élevées, il peut y avoir seulement quelques mesures disponibles sur un quart d'heure considéré (cf. figure 2.8), selon la position du nuage et la distance entre les radars. Les radars pouvant être éloignés les uns des autres ou gênés par le relief (notamment dans le Sud-Est), il peut y avoir des interpolations réalisées à partir de très peu de points, surtout à haute altitude, d'où la présence de biais ou de trous dans les données, induits par ces interpolations basées sur des zones sous-échantillonnées.

En plus de cela, les données sont limitées à 12 km d'altitude, ce qui ne permet pas de suivre la hauteur du sommet des nuages si celui-ci excède cette altitude. Enfin la résolution temporelle de 15 minutes ne permet pas un suivi détaillé des systèmes orageux, le délai étant relativement long comparé à la durée de vie d'une cellule.

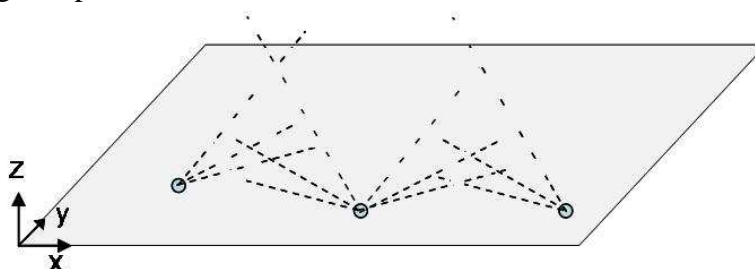


Figure 2.8 : Schéma d'une situation de faible couverture radar à haute altitude. Les élévations basses des radars peuvent former un réseau de points relativement resserré, contrairement aux élévations hautes qui ont plutôt tendance à être dispersées car moins nombreuses.

2.3.3 Les données radar polarimétriques : la microphysique

Les données microphysiques et les réflectivités associées (corrigées de l'atténuation) nous sont fournies à partir de radars individuels, avec une résolution temporelle d'un quart d'heure. Durant ce laps de temps : un radar décrit un « super-cycle » propre à chacun d'eux : c'est-à-dire trois séries (ou cycles) de 5 minutes durant lesquelles l'antenne du radar parcourt 6 élévations. Les données sont donc restituées sous la forme d'une matrice par tour d'antenne (i.e. par élévation) en coordonnées polaires centrées sur le radar : chaque valeur de la matrice correspondant à un volume radar (appelé par la suite point microphysique). La résolution des radars selon la distance radiale (le long de l'angle de visée) est de 240 m (portée totale : 256 km) et de $0,5^\circ$ en azimuth (360° pour un tour complet) (cf. figure 2.9).

Les dix catégories microphysiques restituées (pour chacun des radars décrits ci-dessous) par l'algorithme mis en place à Météo France sont listées dans le tableau 2.2. L'algorithme identifie également d'autres cibles non microphysiques : le sol, les insectes, l'air clair, mais aussi des volumes radar où la qualité des signaux reçus n'a pas permis d'identification : le bruit, Zh manquant, simple polarisation (la réflectivité est restituée mais l'un des autres paramètres polarimétriques est manquant).

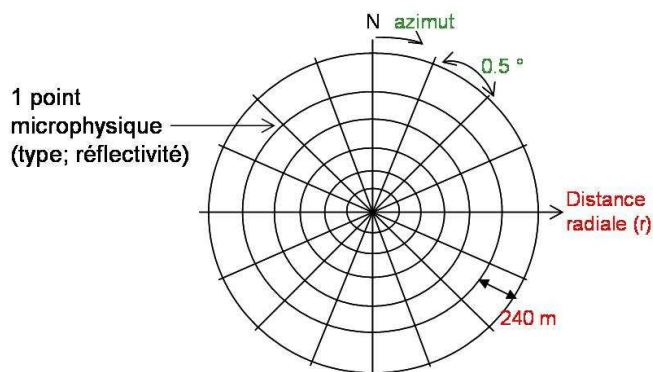


Figure 2.9 : Schéma de la « grille » radar pour un PPI (i.e. une élévation vue du dessus).

Abréviation	Catégories microphysiques	Abréviation	Catégories microphysiques
L.R	Pluie faible (Light Rain)	D.S	Neige sèche (Dry Snow)
M.R	Pluie modérée (Moderate Rain)	I.C	Cristaux de glace (Ice Crystals)
H.R	Pluie forte (Heavy Rain)	GRP	Graupel
L.D	Grosse goutte (Large Drop)	H	Grêle (Hail)
W.S	Neige mouillée (Wet Snow)	R.H	Mélange de pluie et de grêle (Rain and Hail mixture)

Tableau 2.2 : Catégories microphysiques restituées par l'algorithme d'identification des hydrométéores utilisé à Météo France.

2.3.3.1 Les données de la région parisienne

Le radar polarimétrique utilisé pour la restitution des données des événements de la région parisienne est celui de Trappes. Sa position géographique est : (48,775 °N ; 2,002 °E). Son altitude est de 168 m. La largeur de son faisceau d'antenne est de 1,1°. Son cycle d'élévations est décrit dans le tableau 2.3. Ce radar fonctionne en bande C.

Durant 15 min.	Elévations					
Cycle 1	90°	7,5°	0,8°	1,5°	4,5°	0,4°
Cycle 2	9,5°	6,5°	0,8°	1,5°	3,5°	0,4°
Cycle 3	8,5°	5,5°	0,8°	1,5°	2,5°	0,4°

Tableau 2.3 : Description d'un « super-cycle » du radar de Trappes

2.3.3.2 Les données de la région Sud-Est

Le radar polarimétrique utilisé pour les événements s'étant produits en 2009 dans la région Sud-Est est celui de Nîmes. Sa position géographique est : (43,837 °N ; 4,504 °E). Son altitude est de 78,1 m. La largeur de son faisceau d'antenne est de 1,25°. Son cycle d'élévations est décrit dans le tableau 2.4. Cependant il est à noter qu'entre août et octobre 2009, l'élévation maximale de 9,5° (tour 7) avait été temporairement remplacée par une élévation basse (2,4°) afin de réaliser des tests Doppler. Ce radar fonctionne en bande S.

Durant 15 min.	Elévations					
Cycle 1	8°	3,5°	2,4°	1,8°	1,2°	0,6°
Cycle 2	9,5°	5°	2,4°	1,8°	1,2°	0,6°
Cycle 3	90	6,5°	2,4°	1,8°	1,2°	0,6°

Tableau 2.4 : Description d'un « super-cycle » du radar de Nîmes

Durant 15 min.	Élévations					
Cycle 1	90°	5,5°	2,5°	1,6°	1°	0,4°
Cycle 2	7,5°	4,5°	2,5°	1,6°	1°	0,4°
Cycle 3	6,5°	3,5°	2,5°	1,6°	1°	0,4°

Tableau 2.5 : Description d'un « super-cycle » du radar de Montclar

Pour le cas Hymex (septembre 2010), nous avons eu l'opportunité de disposer en plus des données de Nîmes, des données du radar de Montclar. Ce dernier fonctionne en bande C, est situé à (43,990 °N ; 2,611 °E) et à une altitude de 678,7 m. Son cycle d'élévations est décrit dans le tableau 2.5. On peut également préciser qu'à cette date, l'élévation maximale du radar de Nîmes (9,5°) était de nouveau opérationnelle.

2.3.3.3 Limites d'utilisation

Tout d'abord la résolution du volume radar augmente avec l'éloignement à celui-ci (cf. figure 2.9), donc un nuage trop éloigné du radar ne sera décrit que par quelques mesures, dont la fiabilité diminue également avec la distance. C'est pourquoi nous avons restreint la zone d'exploitation de ces données à 130 km autour de chaque radar (Olivier Bousquet, Météo France, communication personnelle).

Ensuite la classification des hydrométéores réalisée par l'algorithme ne permet que d'associer le type d'hydrométéore majoritairement présent dans le volume radar entier (avec une réflectivité correspondante). Les quantités ou proportions de chaque type d'hydrométéore présent dans le volume ne sont pas déterminées. De plus cette classification peut être sensible pour des hydrométéores de taille et de propriété de surface relativement proches (fort recouvrement des fonctions membres) et n'est donc pas toujours fiable.

Du fait que les radars mettent quinze minutes à effectuer le balayage volumique des nuages qui les entourent, la résolution temporelle reste encore faible par rapport au cycle d'activité d'une cellule convective. Il est vrai qu'une étude détaillée par tour d'antenne (moins d'une minute dans un « super-cycle ») pourrait éventuellement pallier ce problème. Cependant cela ne permettrait d'avoir une description du nuage que le long d'une élévation (sur un PPI) et engendrerait une étude extrêmement longue afin d'obtenir une description volumique des systèmes.

De plus, la couverture répétée (3 tours) de certaines élévations pour un seul pas de temps pose le problème de la répétition des mesures en un même point. En effet, la question est de savoir quelle mesure prendre en compte. Afin de solutionner ce problème, les mesures sélectionnées sont celles du deuxième passage du radar par l'élévation répétée. Ainsi on estime avoir des données représentatives de l'ensemble du quart d'heure. Toutefois, si cette deuxième élévation est manquante (ce qui peut arriver sur quelques pas de temps de la région Sud-Est), les données du troisième passage seront conservées, étant donné qu'elles seront les plus récentes observées par le radar.

Enfin étant donné que les données microphysiques sont déduites à partir d'un seul radar, cela engendre un cône de silence au-dessus des radars. En effet, un radar ne parcourt qu'un nombre d'élévations restreint, avec une élévation maximale fixe. Au-dessus de celle-ci, le radar est aveugle (cf. figure 2.10). Étant donné que l'altitude maximale des données composites est de 12 km, si nous voulons avoir accès au même volume de nuage jusqu'à cette altitude sur toutes les cellules étudiées avec les données microphysiques, nous ne devons considérer que les observations réalisées à une distance minimale du radar, dépendante de son élévation maximale. On utilise ensuite la définition de la tangente pour déterminer le rayon du cône de silence (r):

$$r = \frac{\text{Altitude}}{\tan(\text{élévation})} .$$

Ainsi pour décrire le contenu nuageux jusqu'à 12 km d'altitude, il faut se trouver à :

- plus de 70 km du radar de Trappes (élévation maximale de 9,5°),
- plus de 85 km du radar de Nîmes pour les événements de 2009 (élévation maximale de 8°), et à au moins 70 km pour le cas de 2010 (élévation maximale de 9,5°),
- plus de 90 km du radar de Montclar (élévation maximale de 7,5°).

Ces distances réduisent donc drastiquement les domaines d'exploitation de ces données dans la suite de l'étude.

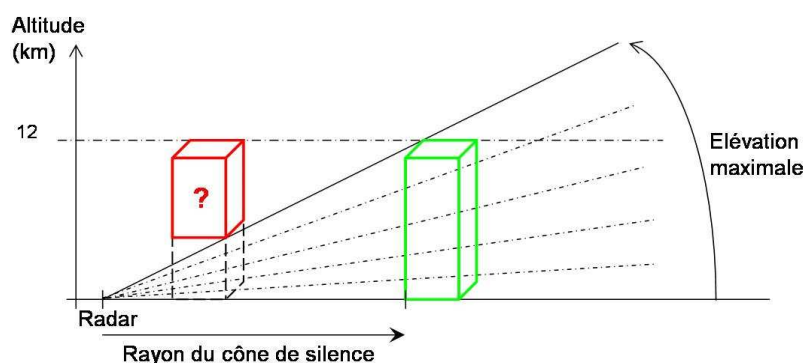


Figure 2.10 : Schéma de détermination du cône de silence. Celui-ci est déterminé à partir de l'élévation maximale du radar et de l'altitude jusqu'à laquelle on désire avoir accès au contenu nuageux. En deçà du rayon du cône de silence, le radar ne voit pas un nuage qui se trouverait au-dessus de lui.

Le tableau 2.6 regroupe les principales caractéristiques des données radar selon la région ou les événements qu'elles concernent, que ce soit pour les données composites (réflectivités et vitesses de vent en 3D), ou les données microphysiques déduites à partir des radars considérés de façon individuelle.

Type de données	Paramètre	Cas Paris	Cas Sud-Est 2009	Cas Hymex (Sud-Est)	
Données composites	Domaine (km ²)	512,5 × 562,5	400 × 400	400 × 400	
	Maille horizontale	2,5 × 2,5 km ²	2 × 2 km ²	2 × 2 km ²	
	Maille verticale	500 m	500 m	500 m	
Données microphysiques	Radar	Trappes	Nîmes	Nîmes	Montclar
	Bande	C	S	S	C
	Elévation maximale	9,5°	8°	9,5°	7,5°
	Rayon interne du cône de silence	70 km	85 km	70 km	90 km

Tableau 2.6 : Récapitulatif des principales caractéristiques des données radar.

2.3.4 Les données satellites

Les données de température de sommet des nuages nous ont été fournies par le SATMOS (Service d'Archivage et de Traitement Météorologique des Observations Satellitaires) pour les cas parisiens à partir des enregistrements effectués par les satellites de la gamme MSG. Elles sont obtenues à partir des canaux infrarouges du satellite, et notamment à 10,8 μm. Après avoir commencé à dépouiller et traiter ces données nous avons détecté un décalage entre la position des systèmes convectifs et des éclairs. Il s'agissait en fait d'une erreur de parallaxe (cf. figure 2.11) qui n'était pas corrigée dans la catégorie de produit fourni. Cette erreur de parallaxe peut être calculée à partir de la hauteur de sommet des nuages. A titre

d'exemple, le décalage horizontal (en latitude) est d'environ 15 km pour un sommet de nuage à 10 km d'altitude (au niveau de la latitude de Paris). Cependant, ne connaissant pas la hauteur de sommet des nuages dans chaque pixel de données, nous n'avons pas pu l'estimer et le corriger de manière systématique.

Ces données ont donc été utilisées uniquement pour obtenir une évolution temporelle globale des températures des sommets des nuages les plus froides (et donc indirectement de la hauteur des nuages et de la force de la convection), et non en superposant ces informations avec les données électriques.

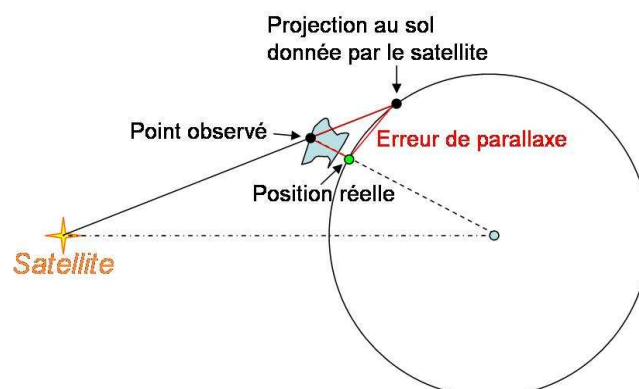


Figure 2.11 : Schéma représentant l'erreur de parallaxe. Le satellite est positionné au-dessus de l'équateur. En observant un sommet de nuage se trouvant à une latitude moyenne, il va donc positionner ce point avec un décalage (selon la latitude dans le cas représenté). L'erreur de parallaxe correspond donc à la distance entre la projection au sol à la verticale du point observé (la position réelle) et la projection au sol donnée par le satellite.

2.3.5 Système de projection des données

Afin de pouvoir travailler avec l'ensemble de ces jeux de données et de pouvoir les mettre en relation, il faut au préalable que toutes les données se trouvent dans le même système de projection. La projection choisie est une projection conique conforme directe : la projection Lambert II étendu, couramment employée lors de projection sur le territoire national français (source IGN). Elle a été choisie car les données composites issues du réseau ARAMIS étaient fournies dans cette projection.

Ainsi les données d'éclairs et de température de sommet des nuages, fournies dans les deux cas en coordonnées géographiques, à savoir longitude/latitude, ont été converties en coordonnées cartésiennes dans la projection Lambert II étendu à l'aide de la méthode décrite dans le livre de Botton et al. (1997) et des paramètres de projection (longitude de référence, etc.) fournis sur le site de l'IGN (www.ign.fr).

En ce qui concerne les données microphysiques, fournies en coordonnées polaires centrées sur le radar, il faut en premier lieu effectuer une conversion en coordonnées géographiques (afin de tenir compte de la rotondité de la Terre et des altitudes des radars) avant de pouvoir les convertir en coordonnées cartésiennes selon la méthode précédemment citée. Dans un premier temps, il faut donc projeter le point à la surface de la Terre (cf. figure 2.12a), puis en calculer ses longitude et latitude à l'aide de relations de trigonométrie sphérique (cf. figure 2.12b). Afin de tenir compte de la variation de l'indice de réfraction de l'air avec l'altitude, un rayon effectif (R') est défini (Doviak et Zrnić, 1993). Il est équivalent au rayon de la Terre si l'on considère que l'altitude z de la cible pour un faisceau en ligne droite est la même que pour un faisceau courbé par la variation d'indice de réfraction de l'air. Ce rayon correspond donc au rayon d'une Terre fictive et est défini à partir du rayon de la Terre réelle (R_t) :

$$R' = \frac{4}{3} \times R_t.$$

Cela revient également à définir une distance angulaire au centre de la Terre fictive (λ'). A partir de l'ensemble de ces données il est donc possible d'obtenir la latitude et la longitude de chaque point de la grille polaire du radar.

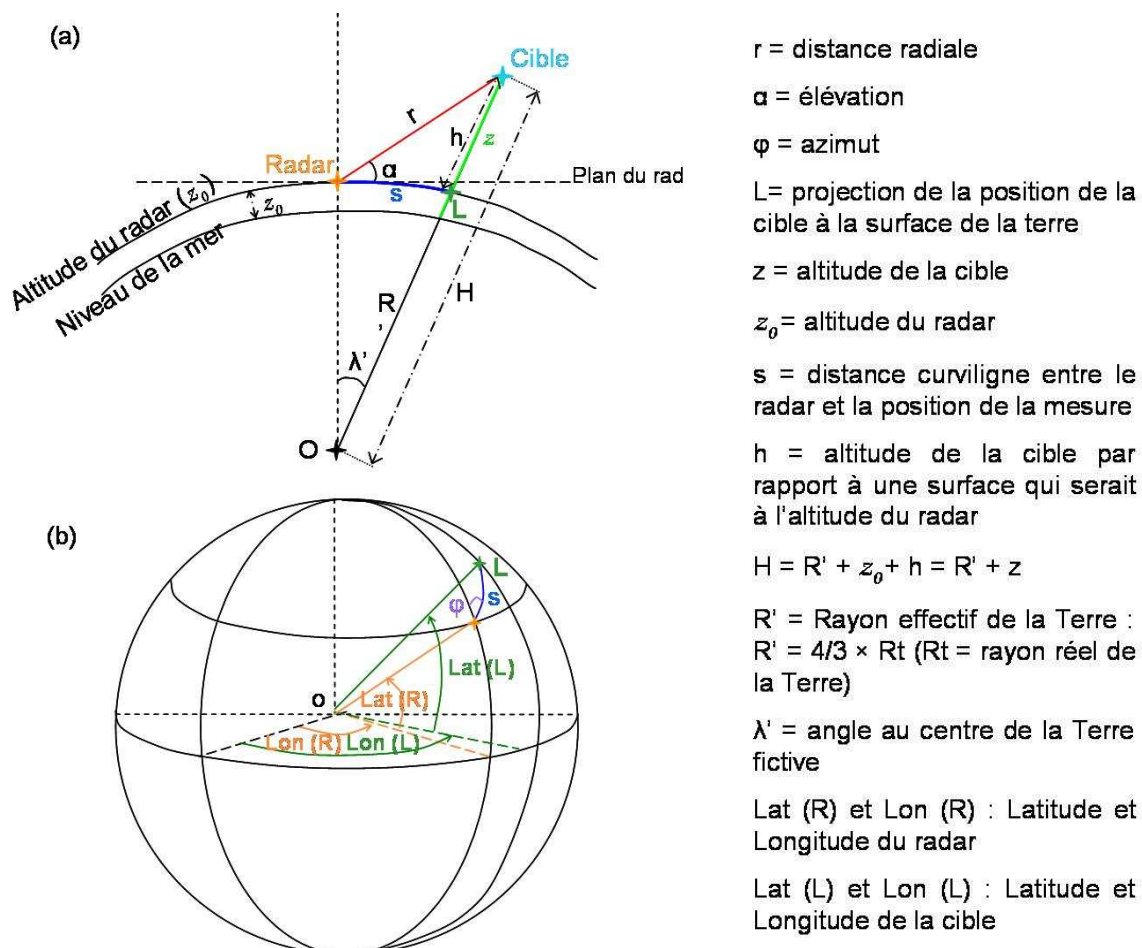


Figure 2.12 : (a) : Schéma de la projection de la position d'une cible vue par le radar à la surface de la Terre. (b) : Schéma représentant la longitude et la latitude de la cible et du radar à la surface de la Terre.

3 Méthodologie

Le but de cette thèse est d'améliorer les connaissances des relations entre éclairs et paramètres nuageux ainsi que de réaliser un travail préparatoire à l'analyse des données qui seront obtenues durant la campagne HyMeX. C'est pourquoi nous avons développé une méthode d'analyse basée sur de multiples variables permettant de dégager certains paramètres et d'étudier leurs relations. Ceci a demandé un travail préalable de dépouillement des jeux de données et de tests afin d'identifier des variables pertinentes pour établir ces relations. De plus, comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, l'analyse qualitative de ces données a montré la nécessité de corriger et/ou de limiter leur domaine de validité et d'utilisation pour l'étude envisagée.

Ce chapitre présente la méthodologie développée pour étudier l'ensemble des événements sélectionnés. La première partie est consacrée à la définition des zones d'études, la seconde aux paramètres déduits des données radar composites, et la troisième aux paramètres déduits des données microphysiques. Une synthèse est réalisée en fin de chapitre.

3.1 Définition de zones orageuses

Les événements étudiés s'étalant sur plusieurs heures et sur un large domaine, tout en ayant des évolutions complexes, nous avons mis en place un algorithme de reconnaissance automatique des zones dans lesquelles les différents calculs seront effectués. Ceci afin d'éviter d'avoir à délimiter manuellement les zones d'intérêt quart d'heure par quart d'heure et ainsi pouvoir traiter plus de cas. Ces zones ont été appelées « zones orageuses » (ZO). Il faut cependant garder à l'esprit qu'elles ne représentent pas uniquement les zones convectives des orages, et prennent également en compte des parties stratiformes associées. Cette différenciation entre parties convectives et parties stratiformes fera d'ailleurs l'objet d'un test dans la partie 5.5 de ce document, afin de voir si le fait d'affiner la définition de ces ZO permet une amélioration de nos résultats.

Les ZO sont définies à partir des données de réflectivités composites. Pour chaque quart d'heure, une matrice des maxima de réflectivité par colonne (ou pixel, cf. figure 3.1) est créée, ce qui revient à obtenir une carte en deux dimensions (2D) des réflectivités maximales projetées au sol sur le quart d'heure (cf. figure 3.2a).

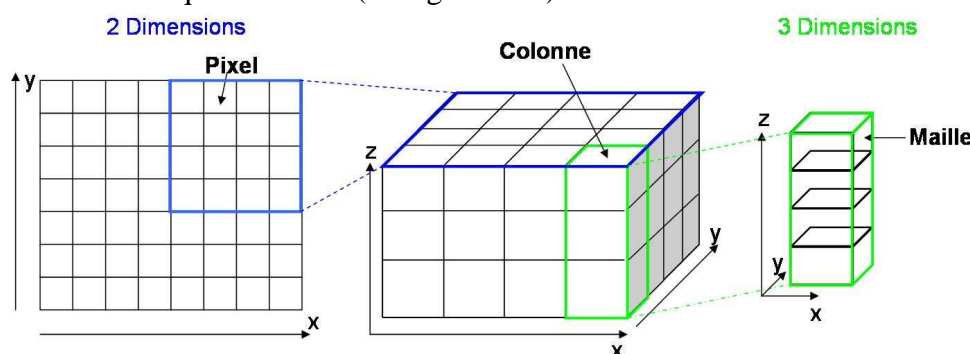


Figure 3.1 : Schéma de définition des termes « pixel », « colonne » et « maille » tels qu'ils seront employés au cours de cette étude. Le pixel (2D) correspond à la projection au sol d'une colonne. Une colonne contient plusieurs mailles (3D) : une par niveau d'altitude.

A partir de là, les pixels de réflectivité supérieure à 40 dBZ sont identifiés comme le centre des ZO. Celles-ci sont ensuite constituées en testant les pixels de proche en proche et en y rassemblant tous les pixels adjacents dont la réflectivité est supérieure à 20 dBZ (cf. figure 3.2b). Lorsque cette condition n'est plus respectée, la limite de zone est atteinte, et

celle-ci est « fermée » (choix de l’algorithme : communication personnelle Christelle Barthe). Il peut donc y avoir plusieurs ZO déterminées durant un seul quart d’heure (cf. figure 3.2c).

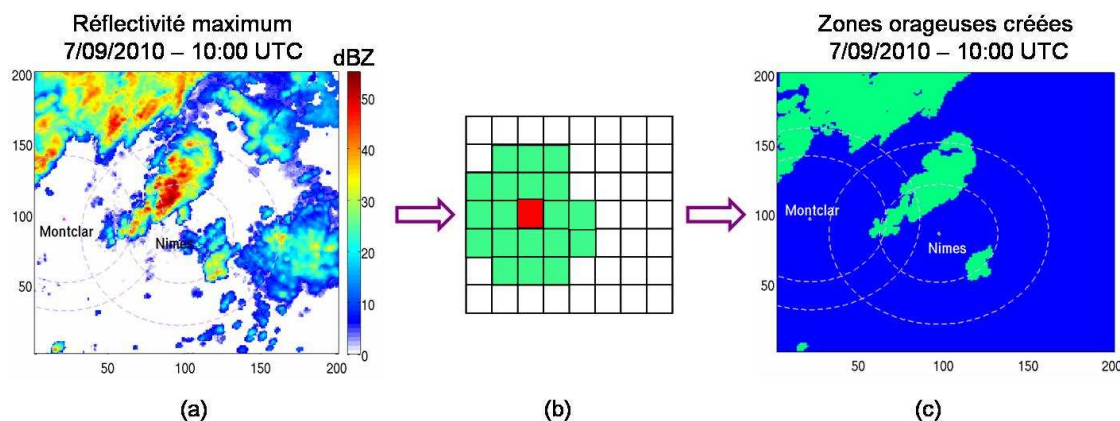


Figure 3.2 : Création des zones orageuses sur un quart d’heure. (a) Réflectivités maximales projetées au sol (quelle que soit l’altitude). (b) Trace au sol de la formation d’une ZO : à partir d’un pixel (au moins) de réflectivité supérieure à 40 dBZ (pixel rouge), les pixels sont conservés de proche en proche tant que leur réflectivité est supérieure à 20 dBZ (pixels verts). (c) Zones orageuses créées (zones vertes) sur le quart d’heure considéré. Les axes sont gradués en indice de point de grille.

Les seuils de réflectivité ont été choisis pour des raisons pratiques. La valeur de 40 dBZ a été considérée afin d’identifier des zones convectives. En effet, sans convection l’électrisation du nuage et donc la production d’éclair ne peuvent avoir lieu. De manière générale, le seuil de définition des régions convectives sur la base de réflectivités radar varie dans la littérature entre 30 et 40 dBZ (Tapia et al., 1998; Carey et Rutledge, 2000). La valeur à 20 dBZ a été sélectionnée afin de délimiter des zones assez grandes pour conserver un maximum de données d’éclairs et de microphysique, et assez petites pour définir des structures qui semblaient cohérentes et indépendantes les unes des autres au regard des images radar.

Ces ZO vont par la suite être utilisées comme des « masques » à appliquer sur les données, qui ne seront conservées pour les calculs que si elles sont localisées dans une des surfaces délimitant une zone orageuse.

Cette définition des ZO permet donc d’identifier rapidement les zones d’intérêt potentiel pour l’étude, et de ne conserver que les données correspondantes, sur toute la durée de chaque événement.

3.2 Calcul des paramètres dérivés des réflectivités composites

Plusieurs études antérieures ont montré que les CG étaient généralement associés aux parties convectives du nuage, caractérisées par de fortes réflectivités (Seity et al., 2003 ; Lund et al., 2009 ; Fleenor et al., 2009). Les relations entre fortes réflectivités et éclairs ont donc été étudiées.

3.2.1 Evolution temporelle des profils de réflectivité maximum

Etant donné ce lien entre forte réflectivité et activité d’éclairs, les évolutions temporelles des nombres d’éclairs et des profils verticaux de réflectivité maximum ont été comparées. Dans un premier temps toutes les ZO présentes sur le domaine ont été considérées dans la construction des profils verticaux. Ces derniers correspondent donc à une tendance générale du comportement des maxima de réflectivité sur l’ensemble du domaine.

Les profils verticaux sont déterminés en considérant, pour chaque quart d'heure, la valeur maximale de réflectivité observée à chaque niveau d'altitude parmi l'ensemble des ZO présentes. Par exemple, si l'on considère le 7 septembre 2010 à 1000 UTC (cf. figure 3.2c) le maximum de réflectivité va être recherché à chaque niveau d'altitude dans l'ensemble des ZO (zones vertes). En ce qui concerne les nombres de CG, afin de prendre en compte le fait qu'une image de réflectivité radar correspond au quart d'heure précédent sa datation, les CG compris dans les zones orageuses sont comptés sur chaque quart d'heure : par exemple entre 0945 et 1000 UTC afin d'être comparés aux réflectivités observées à 1000 UTC.

Afin d'observer l'évolution des maxima de réflectivité et de l'activité CG sur une entité plus petite et avoir ainsi accès au comportement d'une seule ZO, ce suivi temporel a été réalisé pour quelques ZO isolées. Ce suivi implique une identification quart d'heure par quart d'heure du « masque » correspondant à la zone que l'on veut suivre. Il est donc long à mettre en place et n'a pas été réalisé de façon systématique.

3.2.2 Evolution temporelle des proportions en volume de forte réflectivité associée aux éclairs

Afin d'affiner le lien entre CG et forte réflectivité, la proportion de forte réflectivité associée aux CG par rapport au volume total de forte réflectivité a été calculée. L'idée est de voir si l'évolution temporelle de cette proportion est corrélée à celle de l'activité d'éclairs. Le seuil de réflectivité choisi pour définir les fortes réflectivités est de 40 dBZ. En effet de récentes études ont montré que la valeur 40 dBZ était l'un des meilleurs seuils (et particulièrement autour de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$) lors de tests réalisés dans le but de prévoir l'occurrence de CG (Yang et King, 2010). Il a également été observé que la présence d'un écho radar de 40 dBZ au-dessus du niveau de congélation pouvait être une condition suffisante pour l'occurrence de CG (Lang et Rutledge, 2011).

Pour une ZO, la proportion en volume de forte réflectivité associée aux CG est obtenue à partir du rapport entre le volume de réflectivité radar supérieure à 40 dBZ proche des CG et le volume total de réflectivité supérieure à 40 dBZ. En pratique, un cylindre (d'un rayon de 3 km et d'une hauteur de 12 km) centré sur chaque CG de la ZO est défini, afin de délimiter une zone « proche » des CG (cf. figure 3.3). Ces cylindres seront par la suite appelés colonnes cylindriques.

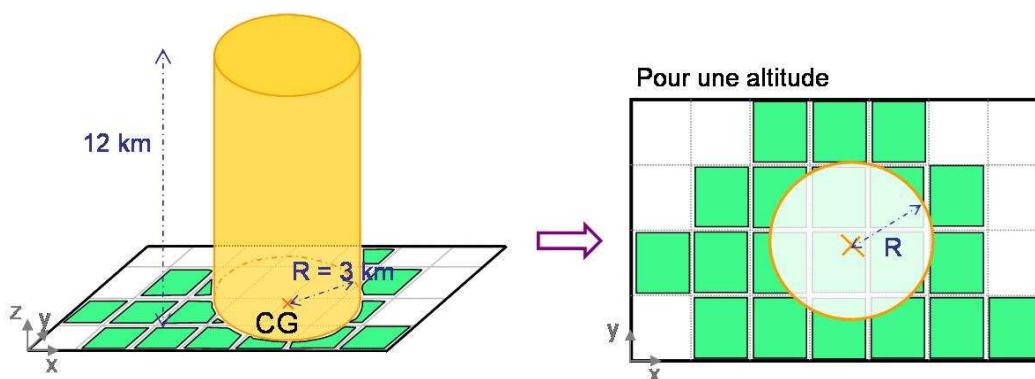


Figure 3.3 : Représentation de la colonne cylindrique considérée pour chaque CG dans le calcul de la proportion de forte réflectivité associée aux CG. Une colonne cylindrique (centrée sur chaque CG) est créée, de rayon 3 km et d'une hauteur de 12 km. Le volume de forte réflectivité sur l'ensemble de la ZO va correspondre au nombre de mailles (somme sur tous les niveaux d'altitude) dont la réflectivité est supérieure à 40 dBZ dans la zone verte. Les mailles de réflectivité supérieure à 40 dBZ comprises dans la colonne cylindrique seront considérées comme le volume associé au CG.

Le volume de forte réflectivité associée au CG est donc déterminé en comptant le nombre de mailles dont la réflectivité est supérieure à 40 dBZ dans la colonne cylindrique. Ce nombre est ensuite multiplié par le volume d'une maille. Il est à noter qu'une maille est considérée comme appartenant à la colonne cylindrique à partir du moment où son centre est compris dans cette colonne. Notons également que dans le cas de deux CG voisins, une maille dont la réflectivité est supérieure à 40 dBZ et comprise dans les deux colonnes cylindriques ne sera comptée qu'une seule fois, pour ne pas surestimer le volume à associer aux CG. Le volume de forte réflectivité sur l'ensemble de la ZO est défini de la même façon (en comptabilisant cette fois toutes les mailles comprises dans le « masque » correspondant à la zone considérée).

Lorsque l'on considère l'ensemble du domaine, cette proportion est calculée en suivant la même méthode, sauf que les volumes de forte réflectivité (total et associé aux CG) sont considérés sur l'ensemble des zones orageuses présentes sur le quart d'heure.

La valeur du rayon de la colonne cylindrique a été choisie pour plusieurs raisons. Tout d'abord, bien que la localisation de l'impact soit l'information de base, nous avons vu dans le premier chapitre que l'ensemble des processus qui donne naissance à l'éclair ne se déroule pas forcément à sa verticale. En effet la composante intra-nuage des CG peut être très étendue horizontalement dans le nuage. De plus, la taille des mailles sur lesquelles sont fournies les données a été prise en compte, afin de considérer plus d'une seule colonne de données autour de l'éclair. Les mailles les plus larges correspondent à celles des grilles de la région parisienne (2,5 km). Nous avons donc considéré un rayon de 3 km afin de tenir compte de ces notions sans considérer une zone trop large. On peut ajouter que le critère de distance inter-arc choisi étant de 5 km (pour la formation des CG), le choix d'un diamètre de 6 km (pour la colonne cylindrique à considérer autour du CG) est cohérent. La hauteur de 12 km de cette même colonne est celle de l'altitude maximale à laquelle les données composites sont disponibles.

3.2.3 Comparaison par zone orageuse du volume (et de la surface) de forte réflectivité et du nombre de CG

Après avoir travaillé sur la comparaison des évolutions temporelles de l'activité d'éclair et des fortes réflectivités, nous sommes passés à une vision plus globale et plus « statistique » afin de tester l'existence de relations quantifiables entre ces variables. L'ensemble des ZO et toute l'évolution de leur activité sont donc considérés. Ainsi les volumes totaux (3D) et surfaces totales (2D) de fortes réflectivités ont été calculés dans chaque ZO (une ZO étant définie pour un quart d'heure) et les nombres de CG correspondant comptabilisés. Ceci est fait afin d'observer si un comportement général décrit par une relation quantifiable apparaît entre les volumes (et/ou surfaces) de forte réflectivité et les nombres de CG.

Le calcul du volume de forte réflectivité dans une zone orageuse se fait simplement en comptabilisant le nombre de maille dont la réflectivité est supérieure au seuil, puis en multipliant ce nombre par le volume d'une maille. Par contre le calcul de surface de forte réflectivité est basé sur la matrice de réflectivité maximale projetée au sol (cf. figure 3.2a). Sur la base de cette matrice, les pixels de la ZO dont la réflectivité est supérieure au seuil sont comptabilisés. Ce nombre de pixel est ensuite multiplié par la surface d'un pixel, afin d'obtenir la surface de forte réflectivité sur la ZO.

Le seuil de définition des fortes réflectivités a également été testé lors de ces calculs afin d'observer de quelle façon cette valeur influençait la relation entre fortes réflectivités et CG.

3.3 Calcul des paramètres dérivés de la microphysique

Comme nous l'avons vu dans le premier chapitre, les réflectivités restituées par les radars sont induites par les signaux renvoyés par les divers constituants du nuage : la microphysique.

L'exploitation de ces données permet de recentrer l'étude sur les mécanismes d'électrification de l'orage, en associant les catégories d'hydrométéores aux éclairs par exemple.

Cependant, la fiabilité des mesures ainsi que le cône de silence inhérent à chaque radar (cf. section 2.3.3.3), limitent le domaine d'exploitation de ces données. Ainsi ces dernières seront utilisées uniquement dans les cylindres creux centrés sur chaque radar, dont les rayons internes et externes sont définis dans la section 2.3.3.3 et rappelés dans le tableau 3.1.

		Trappes	Nîmes		Montclar
			Cas 2009	Cas Hymex	
Rayons (km)	Interne	70	85	70	90
	Externe	130	130	130	130

Tableau 3.1 : Rayons internes et externes des cylindres creux centrés sur chaque radar. Les données microphysiques sont considérées comme exploitables à l'intérieur de ces cylindres.

3.3.1 Répartition verticale de la microphysique

Dans un premier temps, afin d'avoir un aperçu de la microphysique présente dans les ZO, les proportions que représentent les diverses catégories d'hydrométéores par altitude ont été calculées sur l'ensemble des ZO situées dans les cylindres creux propres à chaque événement. Ce calcul a été réalisé en se basant sur les masses de chaque espèce.

La méthodologie employée pour obtenir les répartitions est la suivante. En chaque point de mesure microphysique, nous avons accès au type microphysique majoritaire ainsi qu'à la réflectivité correspondante. Nous avons donc utilisé des relations radar reliant réflectivité et contenu en « eau » (exprimé en $g\ m^{-3}$). Ces relations sont communément appelées lois (ou relations) $Z-M$ et relient ces deux paramètres par une loi en puissance, où la réflectivité est exprimée en $mm^6\ m^{-3}$:

$$M = a \times Z^b .$$

Elles ont été définies de façon empirique dans de multiples études antérieures, et sont très nombreuses. Les coefficients a et b varient entre autre en fonction du type de nuage observé (cumulonimbus, cirrus, ...) et du type d'hydrométéores (glacé, neige, pluie). Ce dernier paramètre détermine le nom du contenu restitué par la relation radar. Ainsi, il sera appelé :

- Liquid Water Content (LWC ou contenu en eau liquide) pour les espèces liquides,
- Snow Water Content (SWC ou contenu en neige) pour la neige,
- et Ice Water Content (IWC ou contenu en glace) pour les espèces glacées.

Les relations utilisées dans cette étude sont listées dans le tableau 3.2. Pour la phase liquide (pluie et grosse goutte) nous avons choisi la relation déterminée dans l'étude de Sekhon et Srivastava (1971), établie pour un cas d'orage. Cependant avant de la sélectionner, nous avons comparé les résultats obtenus avec une autre relation (pour le même type d'hydrométéore). Cette seconde relation est dérivée de manière analytique par Sun et Crook (1997) en considérant une distribution de type Marshall – Palmer pour la taille des gouttes d'eau. Les résultats obtenus à l'aide de ces deux relations sont les suivants : pour une réflectivité de 30 dBZ : la différence obtenue entre les deux LWC calculés est d'environ 25 %, et les deux valeurs deviennent équivalentes pour une réflectivité de 40 dBZ. L'utilisation de ces relations peut donc conduire à des résultats similaires ou pas. Cependant rien ne nous permet d'en favoriser une par rapport à l'autre. Le choix effectué est donc arbitraire.

La relation utilisée pour la neige mouillée est basée sur les travaux de Sekhon et Srivastava (1970). En ce qui concerne les relations utilisées pour les espèces glacées, ce sont les mêmes que celles employées dans les travaux de Deierling et al. (2008) sur lesquels nous avons basé notre méthode de calcul des flux de glace qui sera détaillée dans la section 3.3.4. Il

est à noter que pour cette catégorie d'hydrométéore, la réflectivité radar (une fois ramenée en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) doit être multipliée par 5,28 afin de tenir compte du facteur diélectrique de la glace (Smith, 1984 ; Sassen, 1987).

Type d'hydrométéore	Relations $Z(\text{mm}^6 \text{m}^{-3}) - M(\text{g m}^{-3})$	Auteurs et cas étudié(s)
Pluie et grosse goutte	$\text{LWC} = 9,8 \cdot 10^{-4} \times Z^{0,696}$	Sekhon and Srivastava, 1971 1 cas d'orage
Neige Mouillée	$\text{SWC} = 0,0134 \times Z^{0,389}$	Sekhon and Srivastava, 1970 Tiré de plusieurs études
Graupel	$\text{IWC} = 0,0052 \times Z^{0,5}$	Heymsfield and Miller, 1988 6 cas d'orage (CCOPE)
Grêle et Mélange pluie et grêle	$\text{IWC} = 4,4 \cdot 10^{-5} \times Z^{0,71}$	Heymsfield and Miller, 1988 6 cas d'orage (CCOPE)
Cristaux de glace et neige sèche	$\text{IWC} = 0,017 \times Z^{0,529}$	Heymsfield and Palmer, 1986 1 cas d'orage (CCOPE)

Tableau 3.2 : Relations Z-M utilisées pour chaque type d'hydrométéore.

Pour la suite du calcul nous considérons une grille cartésienne identique à celle des données composites propres à chaque région (avec une maille de 500 m d'épaisseur et de 2,5 km pour les cas parisiens et de 2 km pour les cas du Sud-Est). Une fois les contenus calculés en chaque point de mesure microphysique, les valeurs sont interpolées au centre de chaque maille cartésienne pour chaque type d'hydrométéore (correspondant à la classification microphysique). L'interpolation est réalisée sur une sphère dont le rayon est identique à la dimension horizontale d'une maille cartésienne. La fonction poids utilisée lors de l'interpolation est définie comme l'inverse du carré de la distance ($1/d^2$) séparant le centre de la maille et le point de mesure microphysique. Afin d'obtenir en chaque maille une masse (exprimée en kg) pour chaque catégorie microphysique, les contenus interpolés sont ensuite multipliés par le volume de la maille.

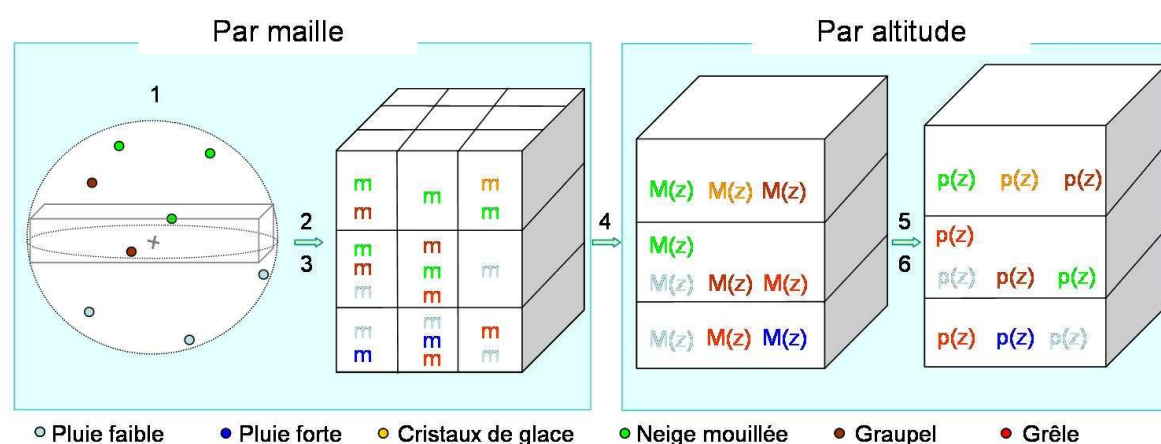


Figure 3.4 : Schéma du calcul des proportions de chaque espèce microphysique par altitude. Chaque couleur représente une espèce (pas toutes représentées ici). 1 : Calcul des LWC/IWC/SWC en chaque point microphysique. 2 : Interpolation des contenus en chaque maille. 3 : Multiplication par le volume d'une maille pour obtenir des masses (m). 4 : Somme des masses par altitude et par espèce (M). 5 : Calcul de la masse totale par altitude (somme des masses de toutes les espèces). 6 : Calcul du pourcentage (p) de chaque espèce.

La répartition des espèces microphysiques sur l'ensemble d'une ZO est obtenue en sommant les masses des mailles comprises dans la ZO par type d'hydrométéore et par niveau d'altitude. On obtient ainsi une répartition verticale des masses totales de chaque espèce sur la ZO. La masse totale des espèces présentes est ensuite calculée par niveau d'altitude (toutes espèces confondues). Afin de savoir quelle proportion chaque espèce représente par rapport aux autres, les masses de chacune d'entre elles sont divisées par la masse totale pour chaque niveau d'altitude. On obtient ainsi le pourcentage en masse de chaque espèce par altitude (cf. figure 3.4).

Ces répartitions microphysiques peuvent être obtenues par quart d'heure, ou sur des périodes de temps plus longues, pouvant aller jusqu'à la durée complète de l'événement. On obtient ainsi une vision globale de la répartition de la microphysique présente durant l'ensemble de l'événement (dans les ZO du cylindre creux).

3.3.2 Association entre microphysique et éclairs

Dans le but d'avoir une idée de la microphysique associée aux CG, nous avons déterminé quelle était la microphysique majoritairement présente à proximité des CG pour les éclairs présents dans les ZO du cylindre creux.

Pour obtenir cette information, des colonnes cylindriques centrées sur chaque CG (identiques à celles utilisées pour les réflectivités, partie 3.2.2) ont été définies. Chaque colonne cylindrique a ensuite été découpée en tranches de 500 m selon la verticale, chaque tranche étant centrée sur un niveau d'altitude. Par exemple la tranche correspondant à l'altitude de 3 km contient les mesures comprises entre 2,750 km et 3,250 km. Dans chaque tranche, nous avons répété le processus décrit dans la partie 3.3.1. Pour chaque mesure microphysique, un contenu est calculé (LWC ou SWC ou IWC). Ces contenus sont ensuite interpolés en chaque centre de tranche, et multipliés par le volume de celle-ci afin d'obtenir la masse de chaque type d'hydrométéore présent dans la tranche. L'idée étant de connaître la microphysique majoritairement associée à l'éclair, les masses de chaque espèce sont comparées dans chaque tranche (cf. figure 3.5a) afin de déterminer quelle masse est la plus grande et donc quelle espèce est majoritaire par niveau d'altitude. De cette façon, on obtient un profil vertical de la microphysique associée à chaque éclair (cf. figure 3.5b). Par exemple, cela peut permettre d'observer que pour un CG la pluie forte lui est majoritairement associée entre 1000 et 2000 m, puis du graupel jusqu'à 3500 m et ainsi de suite. L'opération est répétée pour tous les CG.

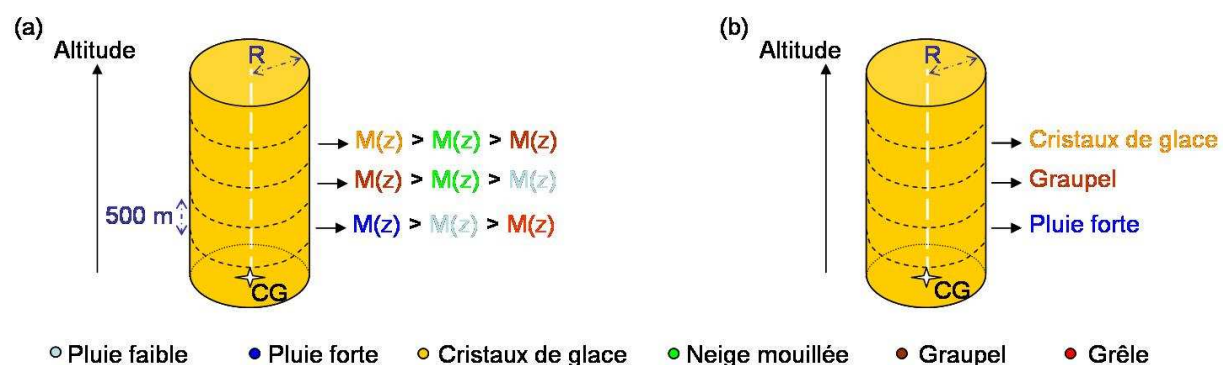


Figure 3.5 : Détermination de la microphysique associée à un CG. Une couleur représente une espèce microphysique. La colonne cylindrique représentée est la même que sur la figure 3.3. (a) Après calcul des masses de chaque espèce dans chaque tranche de la colonne, on détermine laquelle est la plus élevée. (b) L'espèce qui a la masse la plus forte est considérée comme associée au CG pour l'altitude considérée.

Afin de pouvoir représenter cette information sous forme de graphique facilement comparable avec ceux de répartition verticale de la microphysique, on modifie notre façon de voir cette information. A partir des profils verticaux obtenus pour chaque CG, on regarde à une altitude donnée, pour combien de CG chaque type d'hydrométéore est majoritaire. Par exemple, à 3000 m, pour combien de profils (i.e. CG) la masse de graupel est-elle majoritaire? Pour répondre à cette question le nombre de CG pour lesquels le graupel aura été identifié comme espèce majoritaire à 3000 m est donc comptabilisé. Cette opération est réitérée pour tous les niveaux d'altitudes et toutes les espèces microphysiques. On obtient ainsi un nombre de CG associé à chaque espèce par niveau d'altitude.

Ceci permet ainsi d'avoir une idée de la microphysique majoritairement associée aux CG selon la verticale. Cette information peut être obtenue par quart d'heure ou sur la durée totale d'un événement.

3.3.3 Relations entre masses de glace et éclair

Les deux précédents calculs ne donnent accès qu'à une vision qualitative de l'association CG/microphysique, mais ne permettent pas d'aboutir à une relation quantifiable. Dans cette optique nous nous sommes ensuite concentrés sur la glace. En effet nous avons vu dans le premier chapitre que celle-ci jouait un rôle primordial dans l'électrisation du nuage.

A partir d'études antérieures (Latham et al., 2007 ; Deierling et al., 2008, Barthe et al., 2010) deux catégories de glace ont été considérées : la glace précipitante et la glace non-précipitante. Elles sont définies de la façon suivante :

- *glace précipitante (GP)* : ensemble des catégories : graupel, grêle, mélange de pluie et grêle au-dessus de l'isotherme $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$.
- *glace non-précipitante (GNP)* : ensemble des catégories : cristaux de glace et neige sèche au-dessus de l'isotherme $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$.

La définition de la glace précipitante est identique à celle des travaux de Deierling et al. (2008). Cependant celle de la glace non-précipitante a été simplifiée afin de correspondre au mieux à la définition utilisée dans les modèles numériques (Barthe et al., 2010). En effet, dans l'étude de Deierling et al. (2008), cette catégorie pouvait être définie à partir des données radar de deux manières *a priori* équivalentes :

- Soit comme étant les catégories précédemment citées situées au-dessus de l'isotherme $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$ et dont la réflectivité était inférieure à 20 dBZ. Le problème avec cette hypothèse est que les orages en France ne possèdent pas forcément la même extension verticale que ceux des grandes plaines américaines (surtout en région parisienne), et que les radars ne restituent pas forcément d'information au-dessus de cette isotherme.
- Soit comme étant les catégories précédemment citées situées au-dessus de l'isotherme $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, dont la réflectivité serait inférieure à 20 dBZ, et pour lesquelles la valeur de la divergence horizontale du vent serait supérieure à 10^{-3} s^{-1} . Etant donné que nous ne disposons de la dynamique qu'à une résolution de 2,5 ou 2 km, cette précision ne semble pas permettre de recalculer la divergence en chaque point de mesure microphysique avec une précision assez fine pour appliquer cette définition.

L'isotherme $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ a été conservée dans les définitions des deux catégories de glace afin qu'elles soient similaires à celles utilisées dans les travaux de Deierling et al. (2008) et Barthe et al. (2010). Ce choix est justifié dans les travaux de Deierling et al. (2008) par le fait que le processus non-inductif est efficace lorsque les quantités de graupel, de cristaux et d'eau liquide surfondue sont significatives et coexistent, ce qui se produit à partir de températures faiblement négatives dans la zone de charge (cf. partie 1.6.2).

Afin de déterminer l'altitude de cette isotherme, nous nous sommes basés sur des sondages atmosphériques modélisés (ré-analyses) archivés sur le site Internet de l'ARL (Air Resources Laboratory) de la NOAA (administration nationale américaine de l'océanographie

et de l'atmosphère : National Oceanic and Atmospheric Administration). Ces ré-analyses sont effectuées par le NWS (National Weather Service) du NCEP (National Center for Environmental Prediction). Les altitudes maximales atteintes par l'isotherme -5 °C au cours de l'ensemble des événements étudiés varient selon ces sondages entre environ 4 et 4,3 km. Une valeur moyenne de l'altitude de cette isotherme a donc été fixée à 4,4 km pour l'ensemble des événements afin d'être sûr de se situer au-dessus de cette isotherme pour tous les cas considérés.

A partir de ces définitions, l'idée est d'avoir accès à deux catégories de glace ayant des vitesses de chute différente. Dans la partie 1.3.2.2, nous avons vu que le mécanisme prépondérant dans l'électrification d'un orage était le mécanisme non-inductif, causé par les chocs entre petites particules de glace (glace non précipitante) et grosses particules de glace (glace précipitante). En comparant ces masses au nombre de CG produits, cela peut donc donner une indication sur les relations pouvant exister entre ces deux catégories de glace et les CG.

Les masses de glace ont été calculées à l'intérieur de chaque zone orageuse se trouvant dans les cylindres creux. La première étape du calcul consiste à calculer les IWC de chaque point microphysique correspondant à l'une de ces deux catégories. On considère ensuite la grille cartésienne (propre à chaque région) dans laquelle les IWC de chaque catégorie sont interpolés en chaque maille (avec une fonction poids en « $1/d^2$ »). De cette façon, on dispose d'un IWC pour la glace précipitante (pouvant être constitué à partir de mesures de graupel, de grêle ou de mélange de pluie et de grêle) et d'un IWC pour la glace non précipitante (pouvant être constitué à partir de mesures de cristaux de glace ou de neige sèche) au centre de chaque maille. Ces IWC sont ensuite multipliés par le volume de la maille afin d'obtenir une masse de glace précipitante et une masse de glace non précipitante (cf. figure 3.6). Afin d'avoir accès à ces variables sur l'ensemble d'une ZO, les masses de chaque maille incluse dans la ZO sont sommées entre elles. Cette opération est ainsi répétée dans chaque ZO.

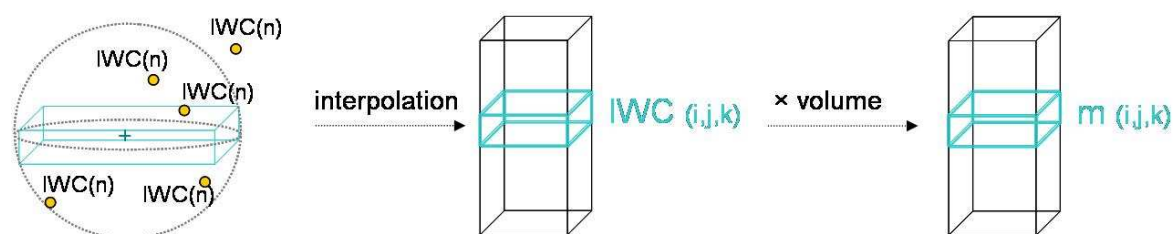


Figure 3.6 : Calcul des masses de glace par maille. Après le calcul de l'IWC correspondant à chaque point microphysique, ceux-ci sont interpolés en chaque maille. La masse de glace (m) est obtenue en multipliant l'IWC par le volume de la maille.

3.3.4 Relations entre flux de masse de glace et éclair

3.3.4.1 Méthodologies antérieures

Comme nous l'avons vu dans la partie 1.6.2, l'hypothèse des flux prédit une relation linéaire quantifiable entre activité d'éclair et produit des flux de glace. Sur la base d'études antérieures (Blyth et al., 2001 ; Deierling et al., 2008 ; Barthe et al., 2010), nous avons donc testé les relations entre les flux de masse de glace précipitante et non précipitante et les éclairs. Considérer les flux de masse plutôt que les masses elles-mêmes permet une prise en compte du mouvement de la glace et de ce fait du processus de rencontre (et de collision) entre les deux catégories de glace. Afin de faciliter la compréhension de l'analyse des résultats qui seront présentés ultérieurement, les méthodologies de calcul des flux de glace basées sur des données radar antérieures vont être rapidement présentées.

La première étude que nous avons considérée comme étude de référence basée sur des données radar pour calculer les flux de masse de glace est celle de Deierling et al. (2008). A partir de données microphysiques (type microphysique majoritaire et réflectivité radar associée) disponibles sur une grille cartésienne de résolution horizontale $1 \times 1 \text{ km}^2$, les IWC sont calculés en chaque maille (à l'aide des relations du tableau 3.2) pour les catégories identifiées comme de la glace précipitante ou non précipitante. En multipliant l'IWC par le volume de la maille, il est ainsi possible d'obtenir une masse de glace par maille.

Ensuite le calcul des flux de masse de glace précipitante et non précipitante diffère. Considérons le cas de la glace précipitante. Afin de poursuivre le calcul, les vitesses de chute terminales des hydrométéores (v_t) sont également calculées en chaque maille à partir de la réflectivité (Z) sur la base de la relation Z - v_t obtenue par Marks et Houze (1987) :

$$v_t = a \times Z^b \times \left(\frac{\rho_0}{\rho(z)} \right)^{0,45} .$$

Les coefficients a et b pour les hydrométéores glacés sont égaux à 0,817 et 0,063, respectivement. Un facteur tenant compte de la variation de la densité de l'air avec l'altitude $\rho(z)$ est également considéré, où ρ_0 est la densité de l'air près du sol. L'exposant appliqué au facteur de variation de la densité de l'air est de 0,45, sur la base des travaux de Beard (1985), qui recommande cette valeur (plutôt que 0,4) pour le calcul de la vitesse terminale de chute via ce type de relation.

Afin de calculer le flux de masse de glace précipitante (exprimé en kg m s^{-1}), le produit de la masse de glace précipitante par la vitesse de chute terminale est réalisé en chaque maille. Les flux sont ensuite sommés sur la totalité des mailles incluses dans la zone considérée. Cette méthodologie est schématisée sur la figure 3.7a.

Concernant le calcul du flux de masse de glace non précipitante (exprimé en kg s^{-1}) celui-ci est réalisé en multipliant l'IWC par la divergence horizontale de la vitesse dans chaque maille cartésienne (lorsque la définition de la glace non précipitante selon la valeur de la divergence mentionnée dans la partie 3.3.3 est respectée). Le produit des flux de masse de glace (exprimé en $\text{kg}^2 \text{ m s}^{-2}$) est quant à lui réalisé en multipliant les flux de masse de glace précipitante et non précipitante totaux par zone.

Dans l'étude de Barthe et al. (2010), une modification est apportée à la méthodologie développée dans les travaux de Deierling et al. (2008). La vitesse verticale de l'air est prise en compte dans le calcul du flux de masse de glace précipitante, afin que sa définition soit plus réaliste. Ainsi, lors du calcul de la vitesse terminale de chute des hydrométéores, une comparaison de cette vitesse et de la vitesse verticale de l'air est effectuée. Si la différence entre la vitesse de l'air et la vitesse de chute de l'hydrométéore donne une vitesse négative (dirigée vers le bas), le flux sera calculé, sinon la glace précipitante ne répondant pas à ce critère ne sera pas prise en compte. Dans le calcul final du flux de masse de glace c'est donc la différence de vitesses qui intervient et non plus la vitesse terminale de chute seule (figure 3.7b). Notons également que la prise en compte de la vitesse des particules par rapport au sol (différence entre vitesse terminale et vitesse verticale de l'air) dans le calcul des flux de masse de glace non précipitante avait été considérée comme équivalente au calcul du flux à l'aide de la divergence dans l'étude de Deierling et al. (2008) (test de sensibilité effectué par C. Barthe à l'aide du modèle WRF).

3.3.4.2 Méthodologie appliquée

Dans l'étude présentée ici, nous nous sommes basés sur la méthodologie la plus récente, à savoir celle de Barthe et al. (2010) tout en modifiant quelques étapes, notamment à cause du format des données disponibles (grille polaire au lieu d'une grille cartésienne). D'autre part,

une méthode unique est utilisée pour calculer les deux flux de masse de glace (précipitante et non précipitante), ce qui a été rendu possible en calquant la définition de la glace non précipitante sur celle utilisée dans les modèles, citée plus haut dans la partie 3.3.3 (cf. Barthe et al., 2010 ; Deierling et al., 2008, partie 3.2).

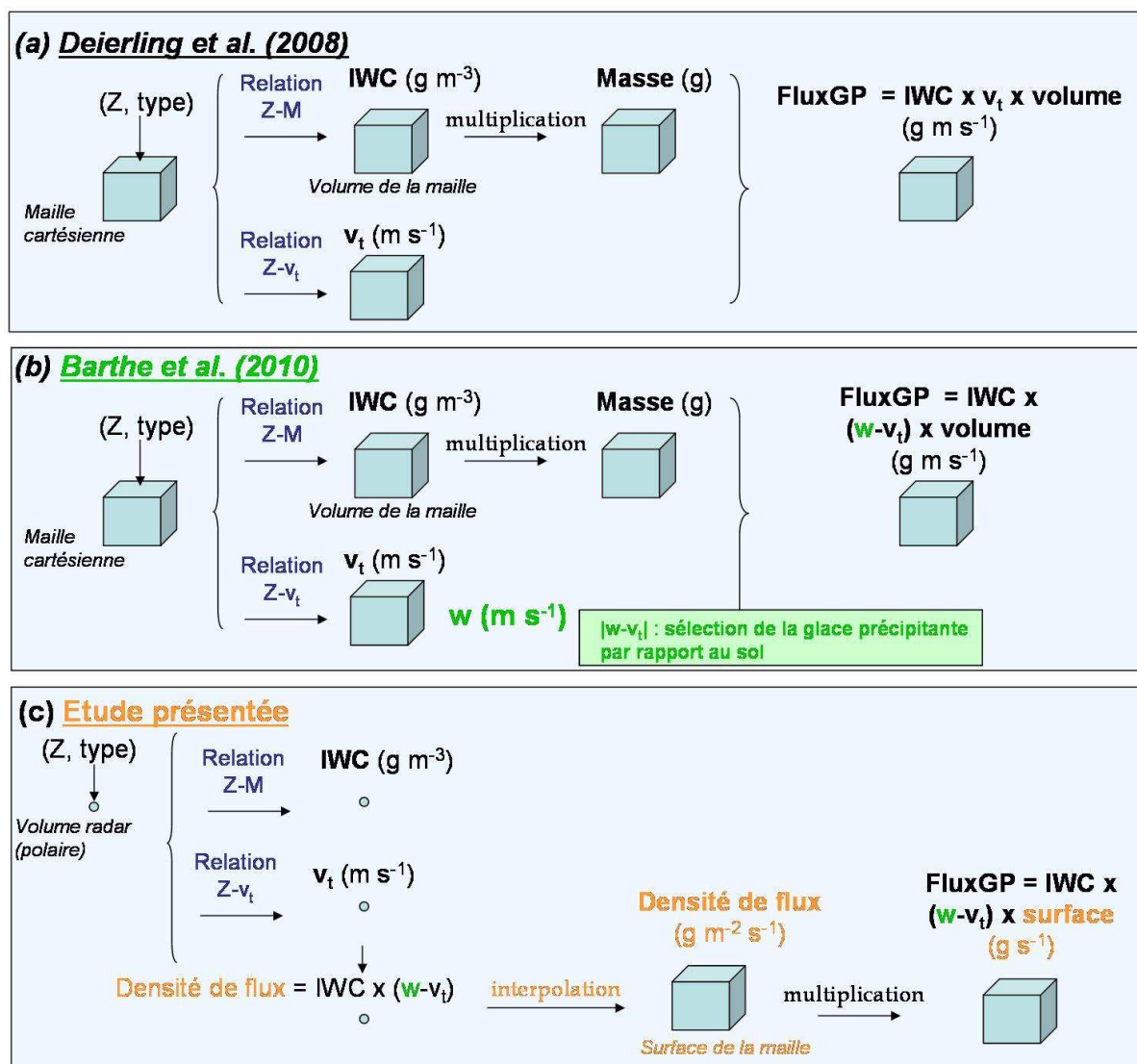


Figure 3.7 : Schéma de la méthodologie de calcul du flux de masse de glace précipitante : (a) selon l'étude de Deierling et al. (2008), (b) : selon l'étude Barthe et al. (2010), (c) : dans cette thèse.

La première des étapes du calcul des flux consiste à se placer en chaque point de mesure microphysique (correspondant à l'une des deux catégories de glace) et à y calculer les IWC correspondants (calcul décrit précédemment) et les vitesses de chute terminales des hydrométéores (v_t). Ces vitesses de chute sont calculées sur la base de la relation $Z-v_t$ utilisée par Deierling et al. (2008) et provenant des travaux de Marks et Houze (1987). Dans notre étude, la densité de l'air près du sol (ρ_0) a été calculée pour le cas d'une atmosphère standard (température de 15 °C, pression de 1013,25 hPa, avec un gradient thermique de $-6,5 \times 10^{-3} \text{ K m}^{-1}$). Le calcul de la vitesse de chute a été réalisé pour l'ensemble des espèces appartenant aux deux catégories de glace qui nous intéressent, hormis pour les cristaux de glace considérés avec une vitesse de chute nulle.

Afin d'obtenir un flux montant et un flux descendant par rapport au sol, les vitesses de chute de chaque hydrométéore (appartenant à l'une ou l'autre des catégories de glace) ont été comparées à la vitesse verticale du vent. Pour ce faire, cette dernière est interpolée en chaque point de mesure microphysique, sur une sphère de 5 km de rayon (afin de tenir compte des mailles cartésiennes les plus larges, 2,5 km) et avec une fonction poids en « $1/d^2$ ». On obtient ainsi une valeur de vitesse verticale de l'air en chaque point. Il est alors possible d'affiner les définitions de la glace précipitante et de la glace non précipitante, en comparant les vitesses de chute et la vitesse verticale de l'air (cf. Barthe et al., 2010). Les points microphysiques seront donc conservés si :

- pour la glace précipitante : la différence entre la vitesse de l'air et la vitesse de chute de l'hydrométéore donne une vitesse négative (dirigée vers le bas par rapport au sol) : $w - v_t < 0$
- pour la glace non précipitante : la vitesse de l'air associée aux cristaux de glace ($v_t = 0 \text{ m s}^{-1}$) est positive (ascendance) ou si la différence entre la vitesse verticale de l'air et la vitesse de chute de la neige sèche donne une vitesse positive (dirigée vers le haut par rapport au sol) : $w - v_t > 0$

Ensuite une densité de flux de masse (dF , exprimée en $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$) est calculée en chaque point microphysique. Elle est définie comme étant le produit de l'IWC de l'hydrométéore par sa vitesse verticale par rapport au sol :

$$dF = IWC \times |w - v_t|$$

Ces densités sont ensuite interpolées en chaque maille de la grille cartésienne (propre à chaque région), puis multipliées par la surface horizontale (s) de chaque maille afin d'obtenir des flux de masses (F , exprimé en kg s^{-1}) :

$$F = dF \times s$$

On obtient ainsi en chaque maille : un flux de masse de glace précipitante et un flux de masse de glace non-précipitante ainsi que le produit des flux de masse de glace ($\text{kg}^2 \text{s}^{-2}$). Cette méthode est représentée sur la figure 3.7.c.

Afin d'avoir accès à une estimation de la valeur totale par ZO de chacun de ces paramètres (flux et produit des flux), ils sont sommés sur l'ensemble des mailles appartenant à la zone. On obtient ainsi les flux de masse de glace précipitante et non précipitante et leur produit pour chaque ZO et chaque quart d'heure.

Ce calcul comporte cependant des différences par rapport aux calculs réalisés dans les travaux de Deierling et al. (2008). Dans cette étude, afin d'avoir des unités homogènes avec la définition d'un flux de masse, nous avons choisi d'exprimer les flux en kg s^{-1} , c'est pourquoi la densité de flux de masse est multipliée par la surface et non par le volume des mailles. De plus, nous avons dû ajouter des interpolations, les données étant à l'origine disponible sur une grille en coordonnées polaires.

3.4 Résumé de la méthodologie appliquée pour l'étude des événements

La figure 3.8 présente un récapitulatif des étapes de l'étude des différents événements considérés. Il s'agit en fait d'une synthèse de la méthodologie décrite tout au long de ce chapitre.

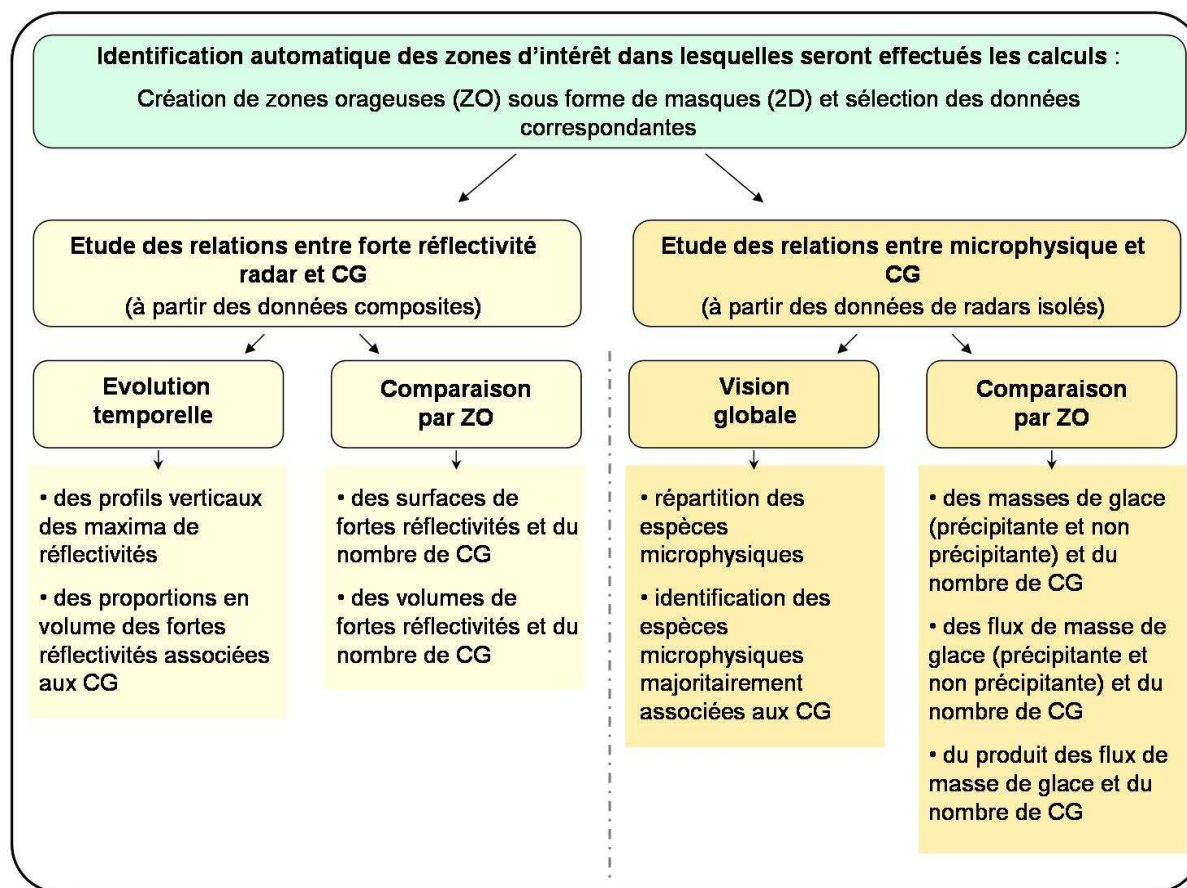


Figure 3.8 : Synthèse de la méthodologie appliquée au cours de l'étude des événements.

4 Résultats régionaux

Les résultats présentés dans ce chapitre regroupent l'étude des événements de l'année 2009. Ils sont divisés en deux parties selon la région d'étude : tout d'abord les deux cas de la région parisienne, suivis des trois cas de la région Sud-Est. Le cas Hymex (2010) est particulier de par son intensité, mais également du fait que le radar de Nîmes fonctionnait de manière « normale » lors de l'événement. L'étude détaillée de cet événement sera réalisée dans le chapitre 5. La dernière partie de ce chapitre est consacrée à la comparaison des résultats obtenus sur les deux régions.

4.1 La région parisienne : étude groupée de deux événements

4.1.1 Vue d'ensemble des événements

Les événements étudiés sur la région parisienne sont deux systèmes orageux de taille importante s'étant déroulés le 24/08/2009 entre 1100 UTC et 2200 UTC et le 7/10/2009 entre 1500 UTC et 2100 UTC (présentés dans la section 2.2.1).

Afin d'avoir une vue d'ensemble de l'évolution des systèmes, la figure 4.1 représente l'évolution temporelle des volumes de réflectivités supérieures à 40 dBZ (en jaune) et à 50 dBZ (en orange) et des nombres de CG par quart d'heure (courbe) pour les deux événements. Dans les deux cas, il ne semble pas apparaître de relation systématique entre fortes réflectivités et activité d'éclairs CG. Cependant, sur des cartes de réflectivités à 2500 m par exemple sur lesquelles les CG ont été superposés (figure 4.2), les CG sont localisés dans des zones de réflectivités supérieures à 30 dBZ. Cela laisse donc supposer une relation entre forte réflectivité et CG, même si celle-ci n'est pas directe.

Pour les événements de cette région, nous avons également disposé des températures de sommet des nuages (issues des données METEOSAT). Dans un premier temps, elles ont été interpolées sur une grille identique à celle des données composites mais de maille 5 km (en raison de la résolution initiale des données). Ensuite, des classes de 5 °C ont été créées et la surface couverte par chacune d'elles calculée. Par exemple, cela revient à calculer la surface que représentent les températures comprises entre -55 et -50 °C pour un quart d'heure. Pour les trois classes de température les plus froides (propres à chaque événement), l'évolution temporelle des surfaces a été représentée pour les deux événements sous la forme d'histogramme (figure 4.3). L'évolution temporelle du nombre de CG par quart d'heure (courbe bleue) a également été représentée sur ces graphiques. Là encore il n'apparaît pas de relation systématique entre les deux paramètres, même si les maxima d'activité d'éclairs semblent précéder le développement maximal des surfaces globales des températures les plus froides.

Ceci peut être dû au fait que pour que les sommets des nuages se développent en altitude (et deviennent donc plus froids) il faut qu'une ascendance forte précède ce développement. Une telle ascendance est à priori favorable aux chocs entre particules, et donc à l'électrisation du nuage et à la production d'éclair. Ceci pourrait expliquer pourquoi les pics d'activité CG précèdent le développement de la surface associée à la classe de température la plus froide (classe [-65 °C; -60 °C] pour le 24/08/09 : figure 4.3a, et [-70 °C ; -65 °C] pour le 7/10/09 : figure 4.3b). Cependant le développement des surfaces associées à ces classes de température est aussi dû à l'étalement de la partie stratiforme, et n'est donc pas forcément corrélé au développement de l'activité des CG.

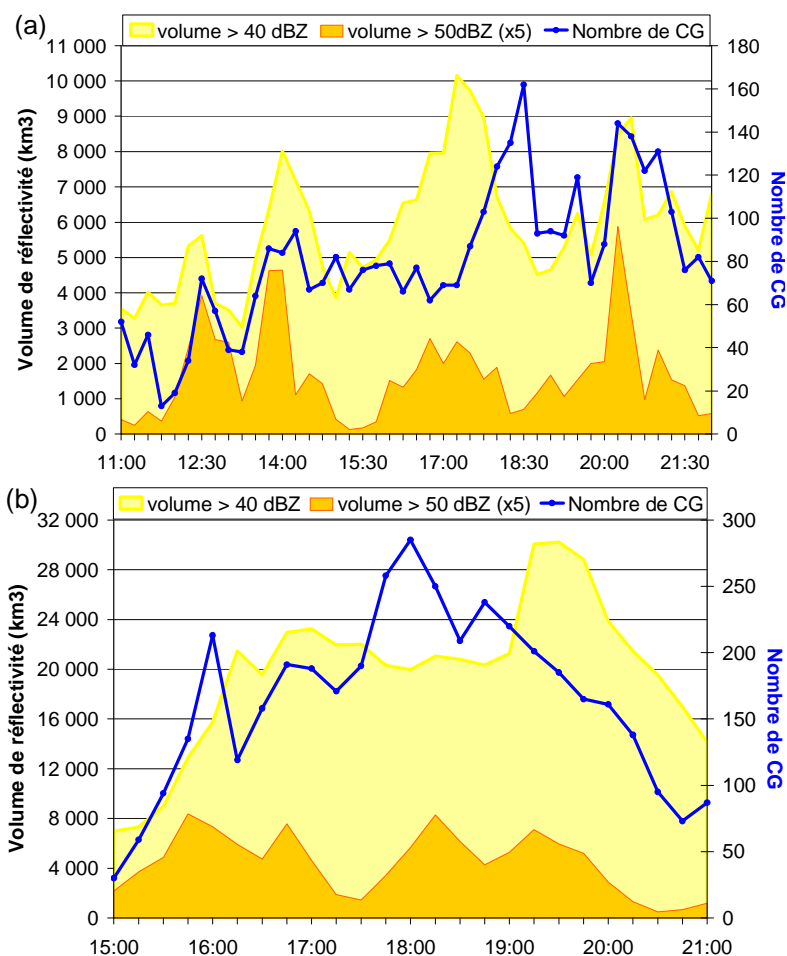


Figure 4.1 : Evolution temporelle des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ (plage de couleur jaune) et supérieure à 50 dBZ (plage de couleur orange, multiplié par 5 pour la représentation) et du nombre de CG (courbe bleue) sur l'ensemble du domaine pour (a) : le 24/08/09 et (b) le 7/10/09.

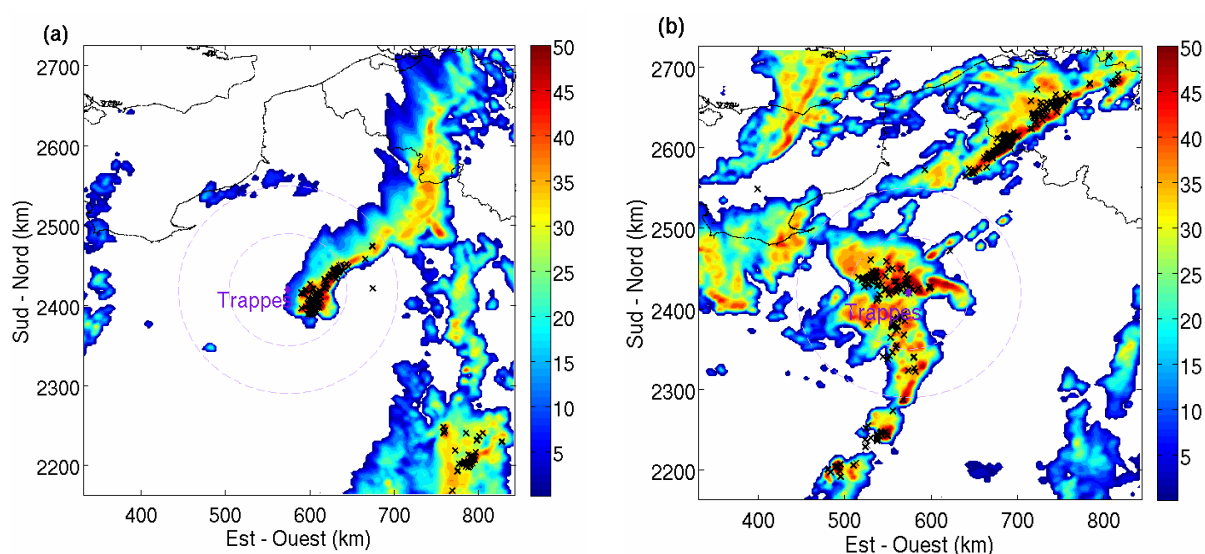


Figure 4.2 : Réflectivité radar à 2500 m avec CG superposés (croix noires) au moment des maxima d'activité CG, pour (a) : le 24/08/09 à 1830 UTC, (b) le 7/10/09 à 1800 UTC.

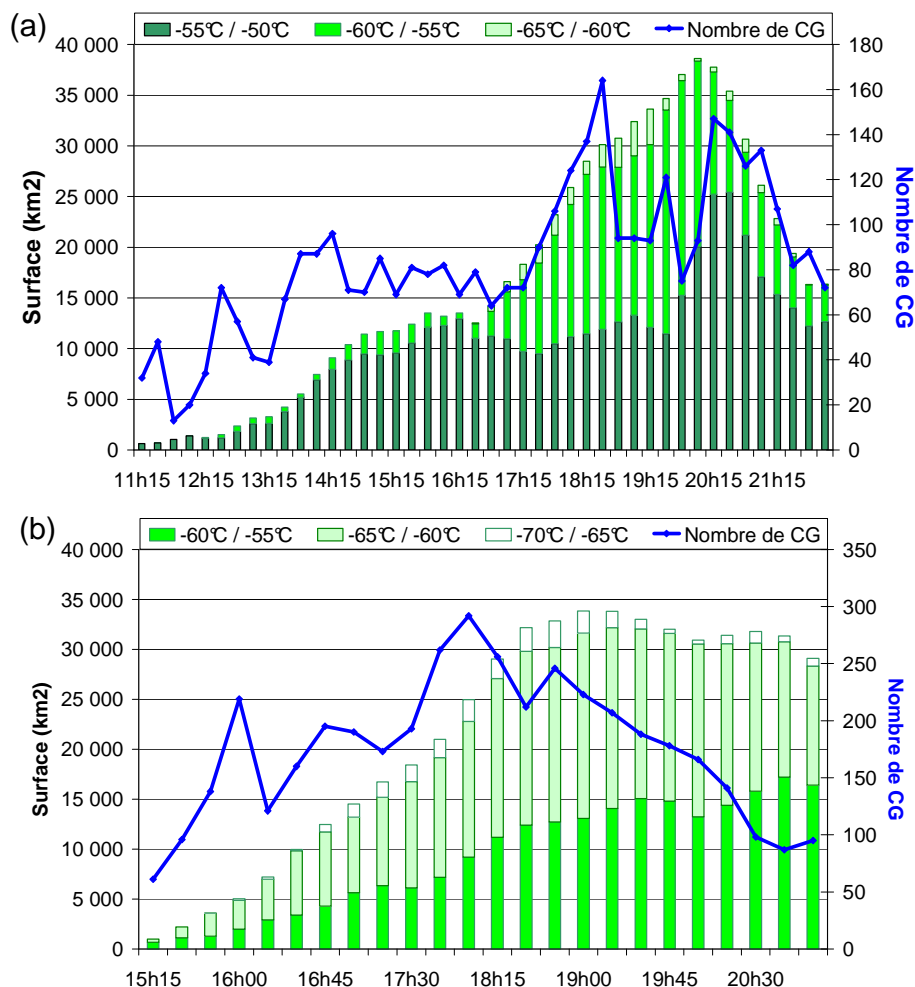


Figure 4.3 : Evolution temporelle des surfaces des classes de température de sommet des nuages les plus froides (les températures sont regroupées par classe de 5 °C) sur l'ensemble du domaine. L'évolution du nombre de CG par quart d'heure est superposée sur ces graphiques (courbe bleue). (a) pour le 24/08/09, (b) pour le 7/10/09.

4.1.2 Etude des relations entre réflectivité et CG

Même s'il n'apparaît pas de lien direct entre les évolutions temporelles des volumes de forte réflectivité et l'évolution de la production de CG à l'échelle du domaine d'étude, les images de réflectivité montrent une co-localisation entre ces deux paramètres. De plus de multiples études ont fait le lien entre partie convective (et donc présence de forte réflectivité) et activité CG (Seity et al., 2003 ; Fleenor et al., 2009). L'étude a donc été poursuivie sur la base de paramètres calculés à partir des fortes réflectivités.

4.1.2.1 Proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG

Dans un premier temps, l'évolution temporelle des proportions en volume des fortes réflectivités associées aux CG (par rapport au volume total de fortes réflectivités) a été étudiée. Il s'agit d'avoir une idée de la répartition spatiale des fortes réflectivités par rapport aux CG. Nous regardons donc quel pourcentage de réflectivité supérieure à 40 dBZ se trouve à moins de 3 km d'un CG par rapport à l'ensemble des fortes réflectivités présentes (cf. section 3.2.2). Ceci signifie que le nombre de CG présent n'est pas forcément lié à la proportion de forte réflectivité qui y est associée (il est possible d'imaginer un cas avec peu de CG et 100 % des fortes réflectivités associées par exemple, si celles-ci sont peu présentes et

localisées près des CG). Les évolutions temporelles de ces proportions (courbe en pointillés rouges) et du nombre de CG par quart d'heure (courbe bleue) pour l'ensemble des ZO du domaine sont représentées sur la figure 4.4 pour les deux événements. Pour le 24/08/09 (figure 4.4a), il semble apparaître que pour certains pics d'activité CG, 60 % ou plus des fortes réflectivités se trouvent à moins de 3 km d'un CG. Pour ce qui est du 7/10/09 (figure 4.4b), les proportions de réflectivité supérieure à 40 dBZ sont relativement faibles lors des pics d'activité CG.

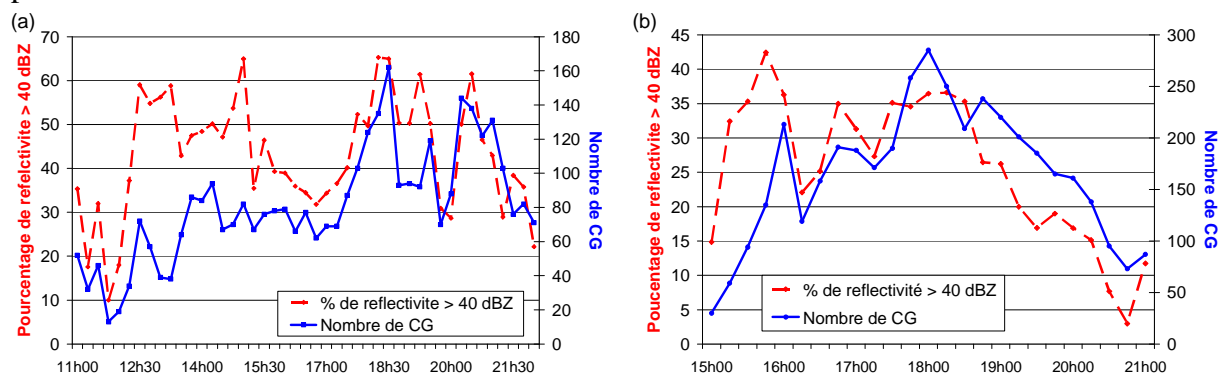


Figure 4.4 : Evolution temporelle des proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG par rapport au volume total de forte réflectivité (courbe rouge en pointillé) et de l'activité d'éclair (courbe bleue) dans l'ensemble des ZO du domaine le : (a) 24/08/09 et (b) 7/10/09.

Afin d'un peu plus détailler ces évolutions, l'étude a été étendue en se concentrant sur le suivi de ZO individuelles (figure 4.5). Pour le 24/08/09, la ZO présentée correspond au développement en fin de période (à partir de 1900 UTC) d'un second système prenant naissance au sud de Trappes, et donc dans le domaine d'étude. Celui-ci de taille inférieure au premier système va se développer et devenir productif du point de vue électrique de manière assez rapide. En ce qui concerne le 7/10/09, la ZO choisie constitue la zone principale de l'événement. De nombreuses petites cellules convectives en formation vont venir s'y agréger au cours de sa traversée du domaine. Cette ZO naît de la fusion de quatre ZO vers 1700 UTC à l'intérieur du domaine, et va croître pendant sa traversée du domaine jusqu'à s'affaiblir aux alentours de 2030 UTC.

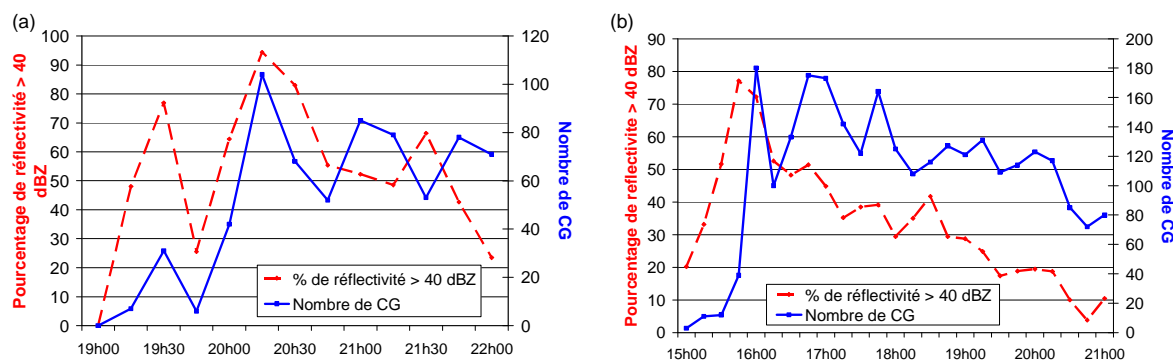


Figure 4.5 : Evolution temporelle des proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG par rapport au volume total de forte réflectivité (courbe rouge en pointillé) et de l'activité d'éclair CG (courbe bleue) pour deux ZO suivies individuellement : (a) le 24/08/09 entre 1900 et 2200 UTC et (b) le 07/10/09 entre 1500 et 2100 UTC.

Sur la figure 4.5, on constate la présence de fortes proportions de réflectivité supérieure à 40 dBZ associée aux CG lors des premières augmentations significatives d'activité d'éclairs : plus de 90 % pour le 24/08/09 (figure 4.5a) et près de 80 % pour le 7/10/09 (figure 4.5b). Ces phases de développement correspondent à des moments où les zones sont peu étendues et où

les fortes réflectivités sont très concentrées, formant ainsi une sorte de cœur convectif. Ce sont donc *a priori* des périodes de forte convection. Dans la suite des évolutions temporelles, on constate que les proportions de forte réflectivité associée aux CG diminuent, y compris lors des pics d'activité CG. Ceci peut être expliqué par deux hypothèses. La première étant qu'une ZO s'étale progressivement au cours de son cycle de vie, pendant que l'activité CG diminue. Cela réduit donc de façon logique la proportion de forte réflectivité associée aux CG. La seconde hypothèse est basée sur la présence d'une bande brillante (bande de forte réflectivité peu étendue verticalement) associée à la fonte des particules de glace. Cette bande peut s'étendre sur de larges zones, spécialement dans les régions stratiformes des orages. Ce phénomène augmente donc la présence de forte réflectivité dans la ZO, mais dans des parties qui ne sont pas forcément favorables à la production de CG. Ceci pourrait donc contribuer à une diminution des proportions des fortes réflectivités associées aux CG.

Afin de caractériser cette correspondance en fonction du cycle de vie des ZO, il pourrait être intéressant de séparer, pour une ZO donnée, sa phase initiale (avec un fort pourcentage de réflectivité supérieure à 40 dBZ associée aux CG) de sa phase subséquente (diminution du pourcentage) afin de tester si ces deux phases peuvent être décrites par des relations spécifiques.

4.1.2.2 Profils verticaux des maxima de réflectivité et activité CG

Les évolutions temporelles des profils verticaux des maxima de réflectivité et de l'activité CG sur l'ensemble des ZO du domaine sont représentées pour le 24/08/09 et le 7/10/09 sur la figure 4.6. Même si une correspondance claire ne semble pas ressortir, une tendance générale se dégage : l'activité électrique semble se développer lors de l'extension verticale des réflectivités supérieures à 50 dBZ (surface rouge).

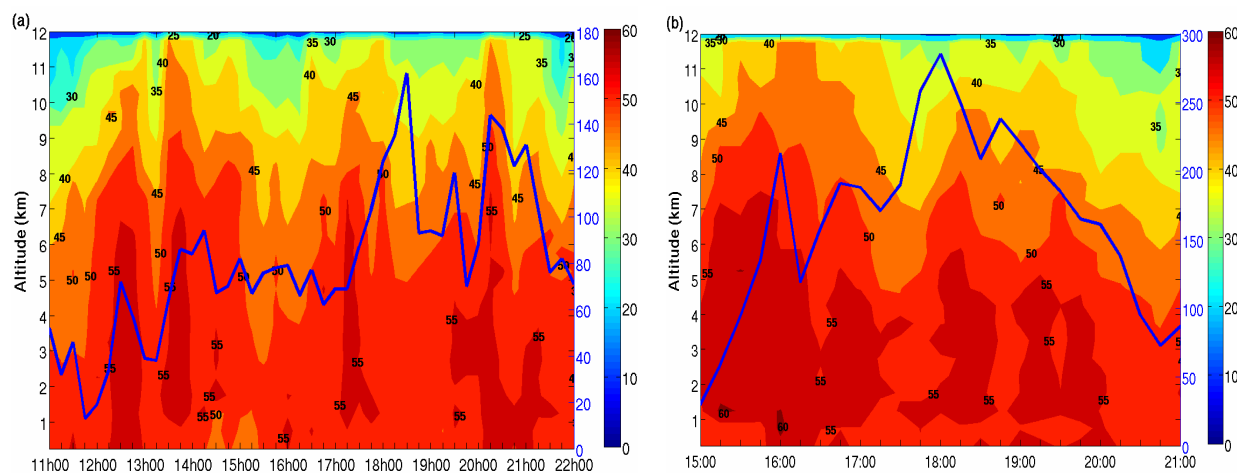


Figure 4.6 : Evolution temporelle des profils verticaux des réflectivités maximales (a) pour le 24/08/09, (b) pour le 7/10/09. L'évolution temporelle des nombres de CG par quart d'heure est superposée (courbe bleue).

De la même façon que pour les proportions de forte réflectivité associée aux CG, les mêmes évolutions temporelles ont ensuite été déterminées pour des ZO suivies individuellement (identiques à celles suivies précédemment). Elles sont représentées sur la figure 4.7 pour chacun des deux événements.

Sur cette figure, on peut observer que l'activité CG semble correspondre à l'extension verticale des réflectivités supérieures à 50 dBZ. De plus, les plus fortes augmentations d'activité CG semblent suivre (ou se produire simultanément avec) le développement vertical des réflectivités supérieures à 55 dBZ (surface rouge foncé). Cette incertitude sur la simultanéité ou le suivi entre activité CG et extension verticale ne peut être levée ici compte

tenu de la résolution temporelle de 15 minutes des données de réflectivité. Contrairement aux proportions de forte réflectivité associée aux CG, ces correspondances apparaissent tout au long du cycle de vie des ZO, ce qui suggère un lien entre volume de forte réflectivité dans le nuage et quantité de CG produits. Selon l'altitude atteinte par les fortes réflectivités, la présence de grosses particules (telles que le graupel par exemple) est probable. De plus, l'activité CG tend à diminuer lorsque les réflectivités supérieures à 50 dBZ n'atteignent pas le sol. Cette observation semble mettre en avant le lien entre CG et forte pluie, déjà évoqué dans de nombreuses études (Carey et Rutledge, 1996 ; Petersen et Rutledge, 1998, Tapia et al., 1998).

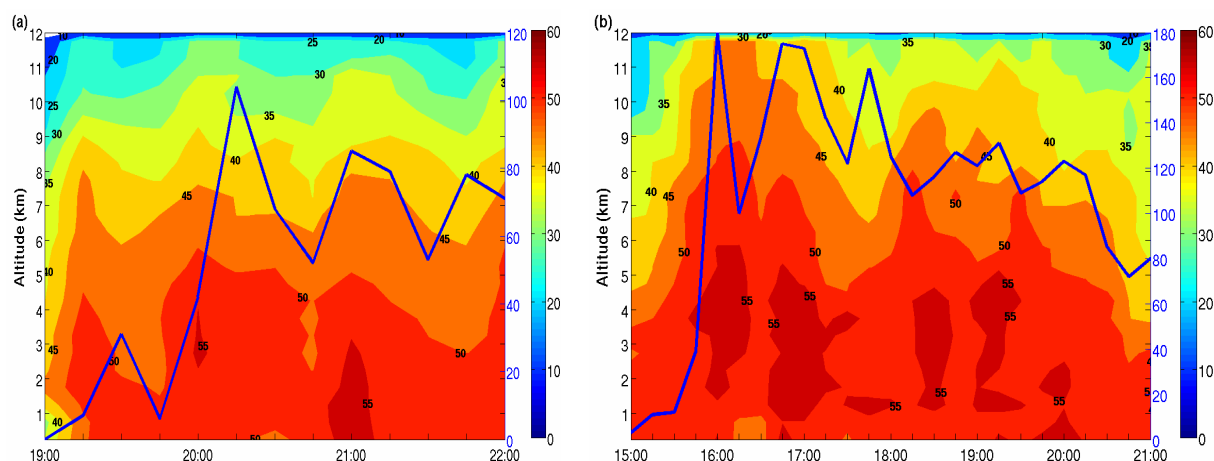


Figure 4.7 : Evolution temporelle des profils verticaux des réflectivités maximales (a) pour une ZO suivie individuellement le 24/08/09, (b) pour une ZO suivie individuellement le 7/10/09. L'évolution temporelle des nombres de CG par quart d'heure y est superposée (courbe bleue).

4.1.2.3 Comparaison entre forte réflectivité et CG par zone orageuse

Les résultats établis ci-dessus montrent un lien entre forte réflectivité et CG, susceptible d'être fluctuant dans le temps sous l'effet de l'intensité et de l'organisation de la convection et des phases de développement des zones orageuses. Afin de voir si la tendance générale observée peut être caractérisée par une relation quantitative, une analyse plus globale a été effectuée.

Pour ce faire, les surfaces de forte réflectivité (avec un seuil supérieur à 50 dBZ dans un premier temps, issu des résultats de la partie 4.1.2.2) et les nombres de CG ont été calculés dans chaque ZO par quart d'heure. Les nombres de CG par ZO par quart d'heure seront également appelés taux de CG dans la suite du texte. Les résultats correspondant à toutes les ZO des événements du 24/08/09 et du 07/10/09 sont regroupés sur un même graphique représenté sur la figure 4.8a, où chaque point représente une ZO. La plage de couleur indique la surface totale de chaque ZO.

En appliquant une régression linéaire (afin d'obtenir le meilleur ajustement), on obtient une relation entre les deux variables. Cependant la dispersion est relativement importante et le coefficient de corrélation linéaire (R) associé est de 0,75. En réalité, c'est le coefficient de détermination (R^2) (compris entre 0 et 1) qui quantifie l'ajustement de la régression linéaire aux points de la série de donnée. Plus il est proche de 1, moins la régression linéaire est proche du « comportement général » des données. Le coefficient de corrélation linéaire (R) entre deux paramètres reflète, quant à lui, leur degré de liaison et indique donc si une relation linéaire peut être définie entre eux. Ce coefficient est défini par le rapport de la covariance entre les deux séries de données et du produit des écarts types de chacune des deux séries. Dans le cas de régression linéaire, le coefficient de corrélation linéaire est égal à la racine

carrée du coefficient de détermination. C'est pourquoi seuls les coefficients de corrélation linéaire (R) seront considérés dans la suite de l'étude.

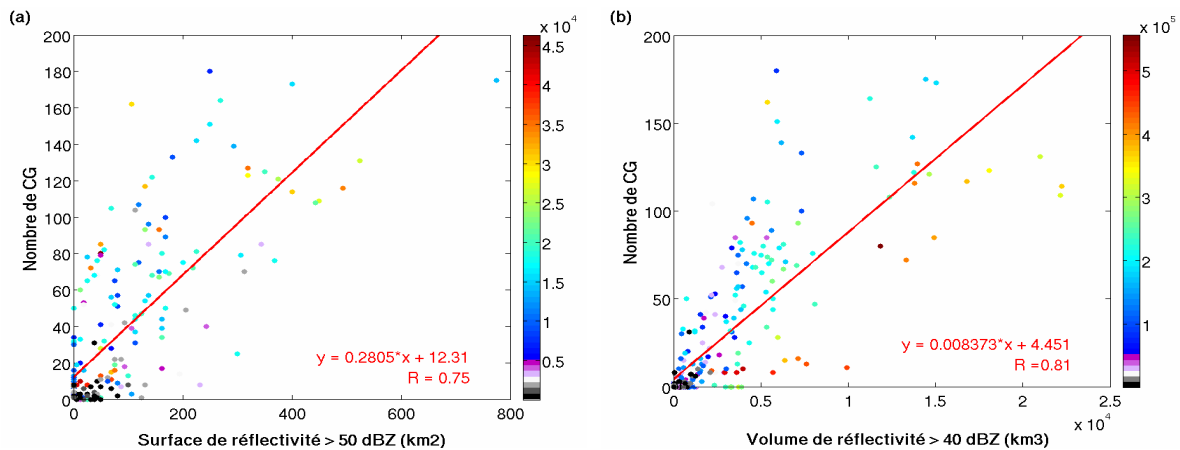


Figure 4.8 : (a) Nombre de CG par ZO en fonction de la surface de réflectivité supérieure à 50 dBZ. (b) Nombre de CG par ZO en fonction du volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ. Les plages de couleurs représentent (a) la surface totale (en km^2) ou (b) le volume total (en km^3) de chaque ZO. La régression linéaire obtenue est représentée en rouge.

Nous avons ensuite testé plusieurs paramètres afin d'obtenir la meilleure relation possible entre fortes réflectivités et CG. Tout d'abord le volume de réflectivité supérieure à 50 dBZ a été calculé (pour faire suite au calcul des surfaces). La dispersion des points s'est avérée plus grande et par conséquent la relation linéaire pouvant exister entre les deux variables moins bien définie ($R = 0,66$). La valeur du seuil de définition des fortes réflectivités a ensuite été modifiée et abaissée à 40 dBZ. Le coefficient de corrélation obtenu entre le taux de CG et la surface de réflectivité supérieure à 40 dBZ est du même ordre de grandeur que celui obtenu entre le nombre de CG et le volume de réflectivité supérieure à 50 dBZ ($R = 0,67$). Cependant une relation plutôt satisfaisante a été trouvée entre le volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ et le taux de CG, représentés sur la figure 4.8b. Le coefficient de corrélation associé à la régression linéaire est égal à 0,81. Ceci signifie que d'une manière générale, plus le volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ est grand, plus l'activité d'éclair nuage-sol aura tendance à être forte. Notons que les coefficients de corrélation obtenus pour les deux événements considérés de façon indépendante étaient même très légèrement plus élevés : $R = 0,83$ pour le 24/08/09 et $R = 0,84$ pour le 7/10/09.

Les mêmes comparaisons ont été effectuées entre les surface et volume de réflectivité supérieure à 30 dBZ et les taux de CG. Cependant, dans les deux cas, les coefficients associés aux régressions linéaires étaient inférieurs à ceux obtenus précédemment.

4.1.3 Etude des relations entre microphysique et CG

La réflectivité radar étant liée aux constituants nuageux, nous avons par la suite concentré l'étude sur la microphysique de ces événements et sur les relations qui pouvaient exister entre elle et les éclairs nuage-sol.

4.1.3.1 Répartition globale de la microphysique

Afin d'avoir une vision d'ensemble de la microphysique présente dans les ZO (ou partie des ZO) localisées à l'intérieur du cylindre creux centré sur le radar de Trappes, les proportions de chaque espèce ont été calculées par niveau d'altitude. Les répartitions verticales des espèces microphysiques durant la durée totale des événements sont représentées sur la figure 4.9a pour le 24/08/09 et la figure 4.9b pour le 7/10/09. A basse altitude (en

dessous de 3 km), le nombre d'espèces présentes est plus grand qu'à haute altitude. Leurs proportions sont plus ou moins similaires et plutôt modérées (entre 20 et 35 % par espèce, voire moins pour la grêle). Au-dessus de 3000 m, seules trois espèces sont présentes : la neige sèche (D.S), les cristaux de glace (I.C) et le graupel (GRP) dans une moindre mesure. Cependant, certaines espèces se démarquent selon l'altitude : la pluie forte (H.R) prédomine entre 1000 et 1500 m, la neige mouillée (W.S) et le graupel autour de 3000 m, la neige sèche entre 3500 et 8000 m, et les cristaux de glace au-dessus de 10000 m. On peut noter que la grêle (H et R.H) est présente entre 1000 et 3000 m, mais dans de très faibles proportions.

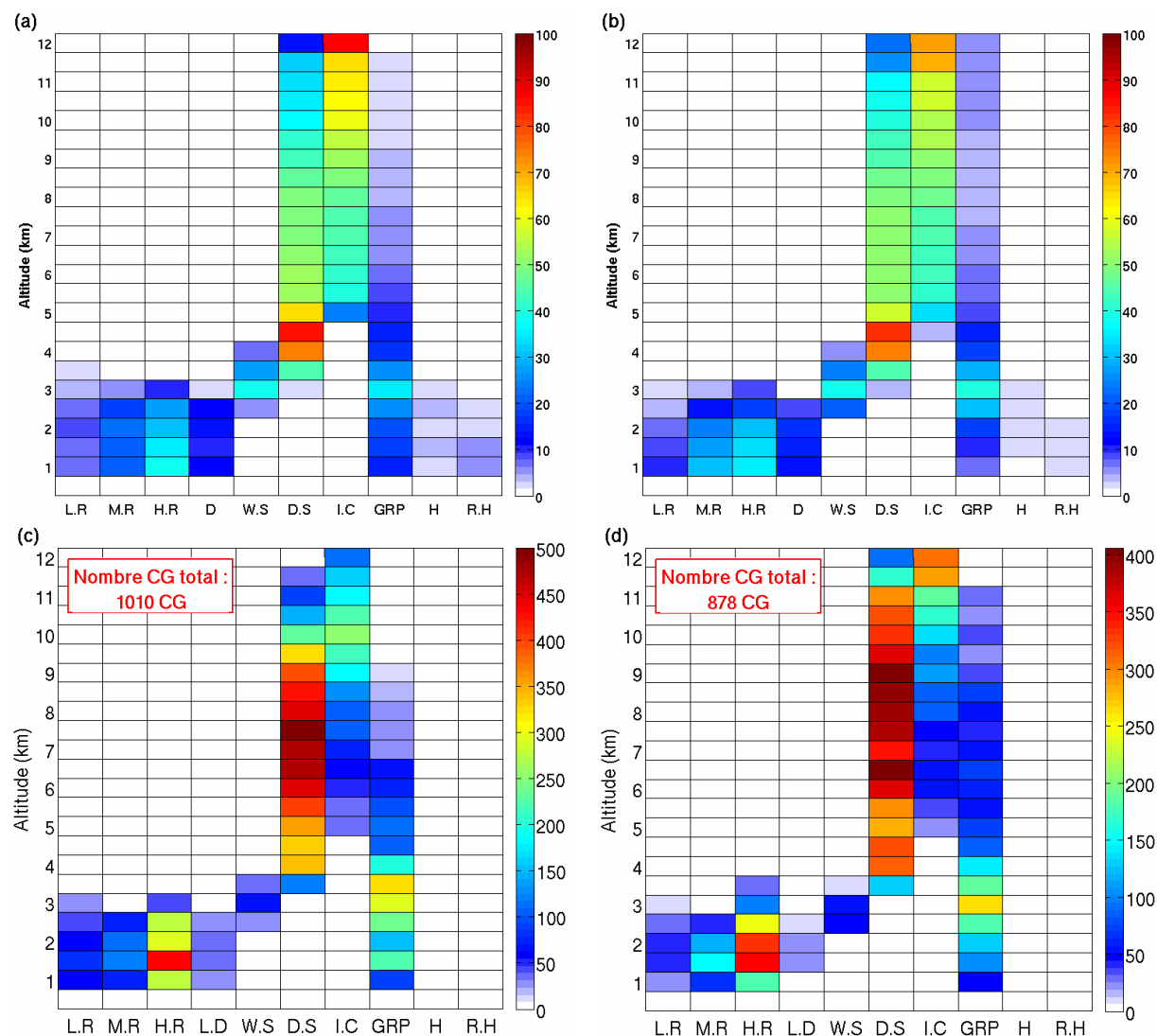


Figure 4.9 : Haut : Répartition verticale des espèces microphysiques sur la totalité des événements dans les ZO situées à l'intérieur du cylindre creux centré sur Trappes pour (a) le 24/08/09 et (b) le 7/10/09. Bas : Répartition verticale des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG sur la totalité des événements dans les ZO situées dans le cylindre creux centré sur Trappes (exprimé en nombre de CG) pour (c) le 24/08/09 et (d) le 7/10/09. Le nombre de CG total pris en compte (sur toute la durée des événements) est indiqué sur les figures.

4.1.3.2 Identification des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG

Sur la figure 4.9c,d sont représentés les nombres de CG (durant les deux événements) associés aux différentes catégories microphysiques selon l'altitude. Comme nous l'avons vu dans la partie 3.3.2, l'association entre CG et microphysique se fait en déterminant quelle

espèce est majoritairement présente à moins de 3 km du CG dans une tranche d'altitude donnée.

En comparant ces distributions avec les répartitions verticales de microphysique (figure 9a,b), on peut observer que les CG ne sont pas forcément associés aux espèces majoritairement présentes, mais plutôt à une microphysique particulière.

En dessous de 3000 m, les CG sont majoritairement associées à de la pluie forte. Cette association confirme le fait que les CG soient plutôt produits dans la partie convective des orages, et donc associés aux précipitations convectives. Entre 2500 m et 4000 m, le graupel est associé aux CG de façon significative et même majoritaire à 3000 et 3500 m. Cette constatation relie une fois de plus les CG à la zone convective et à une espèce dont le rôle est primordial dans l'électrisation du nuage. A partir de 4500 m les CG sont majoritairement associés à de la neige sèche puis aux cristaux de glace. L'altitude à laquelle les cristaux deviennent prépondérants à proximité des CG semble varier en fonction de l'extension verticale des ZO comprises dans le cylindre creux pour ces deux cas d'étude.

D'une manière générale, le profil vertical « type » de microphysique associée à un CG pourrait être défini comme une colonne comprenant : de la pluie forte en basse couche, puis du graupel, de la neige sèche, et enfin des cristaux de glace aux altitudes les plus élevées. L'association des CG à ces espèces se retrouve également lorsque ces répartitions sont observées quart d'heure par quart d'heure. Le comportement observé sur les répartitions globales (concernant l'intégralité des événements) montrées sur la figure 4.9 apparaît donc bien représentatif pour ces deux événements.

4.1.3.3 Relation entre masses de glace et taux de CG

Bien qu'apportant des informations sur la microphysique « favorable » à la production de CG, ces résultats ne permettent pas d'établir de relations quantifiables entre microphysique et éclair. C'est pourquoi une étude plus ciblée, concernant les quantités de glace, basée notamment sur les travaux de Latham et al. (2007), Deierling et al. (2008) et Barthe et al. (2010), a été menée.

Dans un premier temps deux catégories de glace ont été définies : la glace précipitante (graupel, grêle et mélange de pluie et grêle) et la glace non précipitante (cristaux de glace et neige sèche). Leurs masses ont ensuite été calculées dans chaque ZO (ou partie de ZO) se trouvant à l'intérieur du cylindre creux centré sur Trappes (pour chaque quart d'heure), ainsi que le nombre de CG compris dans ces mêmes ZO (cf. section 3.3.3).

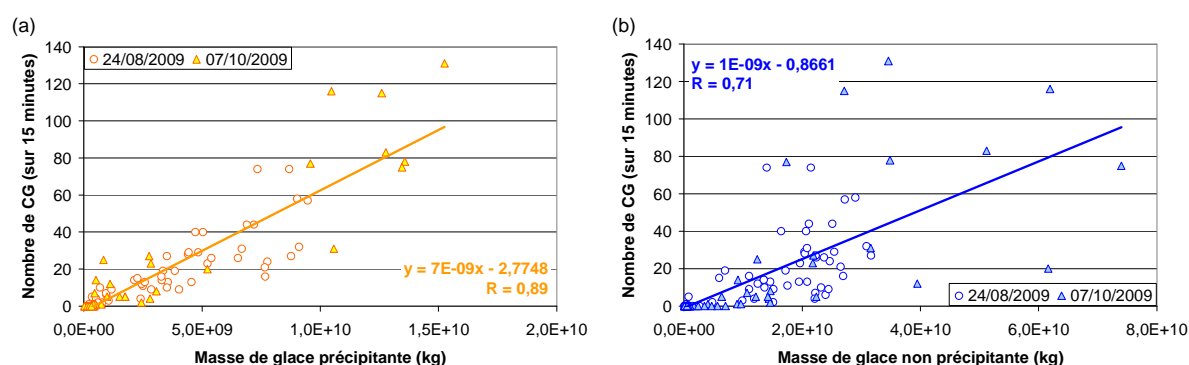


Figure 4.10 : Pour les deux événements confondus : (a) Nombre de CG en fonction de la masse de glace précipitante par ZO. (b) Nombre de CG en fonction de la masse de glace non précipitante par ZO. Un point représente une ZO se trouvant dans le cylindre creux centré sur Trappes.

La figure 4.10 représente les taux de CG en fonction de la masse de glace précipitante et de la glace non précipitante pour l'ensemble des deux événements. La régression linéaire

indiquée concerne l'ensemble des ZO représentées sur les graphiques. Les coefficients de corrélation associés sont de 0,89 entre la masse de glace précipitante et le taux de CG (pour 88 ZO, figure 4.10a), et de 0,71 entre la masse de glace non précipitante et le taux de CG (pour 117 ZO, figure 4.10b). Malgré une dispersion non négligeable, une relation apparaît donc nettement entre masse de glace précipitante et taux de CG. La relation qui tend à apparaître avec la glace non précipitante est moins nette, et surtout avec une dispersion beaucoup plus forte des points autour de la droite de régression.

Ces résultats peuvent être expliqués par le fait que la glace précipitante, majoritairement composée de graupel, se trouve dans la partie convective des orages, productrice de CG comme nous l'avons vu précédemment. Alors que la glace non précipitante, bien que présente dans cette partie convective, est également localisée dans les parties stratiformes du nuage, nettement moins productives en terme d'activité CG. En effet les ascendances beaucoup plus faibles, voire absentes dans ces parties-là, les rendent moins favorables à l'électrisation et au déclenchement d'éclairs.

Afin que les deux catégories de glace (représentatives des espèces à l'origine de l'électrisation des nuages) donnent une information intéressante pour les relations avec les CG, il est tentant de se rapprocher d'un indicateur témoin de leur rencontre et de leur présence simultanée afin de se trouver dans des conditions favorables à l'électrisation du nuage et donc à la production de CG. C'est cette approche que l'hypothèse des flux va nous permettre de tester au paragraphe suivant.

4.1.3.4 Relation entre flux de masse de glace et taux de CG

L'hypothèse des flux (décrite dans la partie 1.6.2) stipule que le taux total d'éclair (CG + IC) est proportionnel au produit du flux de masse de glace précipitante dirigé vers le bas et du flux de masse de glace non précipitante dirigé vers le haut.

Dans un premier temps nous avons testé les relations entre nombre de CG (par quart d'heure) et flux de masse de glace précipitante (descendant) d'une part, et entre nombre de CG et flux de masse de glace non précipitante (montant) d'autre part, selon la méthodologie décrite dans la partie 3.3.4.2. Les résultats concernant les deux événements (considérés indifféremment) sont présentés sur la figure 4.11.

En ce qui concerne le flux de masse de glace précipitante (figure 4.11a), on peut s'apercevoir que celui-ci est bien corrélé avec l'activité d'éclair nuage-sol ($R = 0,92$, pour 88 ZO). La régression linéaire semble bien ajuster le comportement général des données. En revanche, on peut s'apercevoir que la relation est nettement moins bonne en ce qui concerne le flux de masse de glace non précipitante (sur 107 ZO, figure 4.11b), avec une dispersion très présente ($R = 0,59$). Ceci tendrait à montrer que la quantité de glace non précipitante présente dans les ascendances, n'est pas forcément corrélée avec le taux de production d'éclair CG.

Si l'on calcule à présent le produit de ces deux flux pour le comparer à l'activité d'éclairs CG (figure 4.11c), on peut s'apercevoir que la relation n'est pas aussi bonne que l'on aurait pu l'espérer, malgré le fait que le coefficient de corrélation R entre ces deux paramètres soient de 0,76 (pour 84 ZO). Quelques ZO possédant un taux de CG relativement important (par rapport à l'intensité des événements) fournissent des valeurs de produit des flux de masse de glace relativement faible. Par comparaison avec la figure 4.11b, on peut supposer que ceci est dû aux flux de glace non précipitante.

Il semble donc que le fait que les CG ne soient pas forcément associés à la glace non précipitante soit un frein à l'application de l'hypothèse des flux afin de déduire des relations satisfaisantes entre produit des flux de masse de glace et taux de CG. En ce qui concerne la glace non précipitante et le produit des flux, les coefficients de corrélation caractérisant les relations dans l'étude de Deierling et al. (2008), basée sur onze événements pour lesquels l'activité IC a été considérée, étaient nettement supérieurs à ceux obtenus sur ces deux cas parisiens. Ceci peut provenir du fait que l'activité IC se propage à l'intérieur de tout le nuage,

et est donc nettement mieux associée à la glace non précipitante que l'activité CG. De plus l'activité orageuse des deux cas étudiés ici est nettement inférieure à celle des cas observés dans les travaux de Deierling et al. (2008). Considérer des cas avec une plus grande dynamique de valeurs pourrait donc s'avérer utile afin de mieux ajuster les relations trouvées.

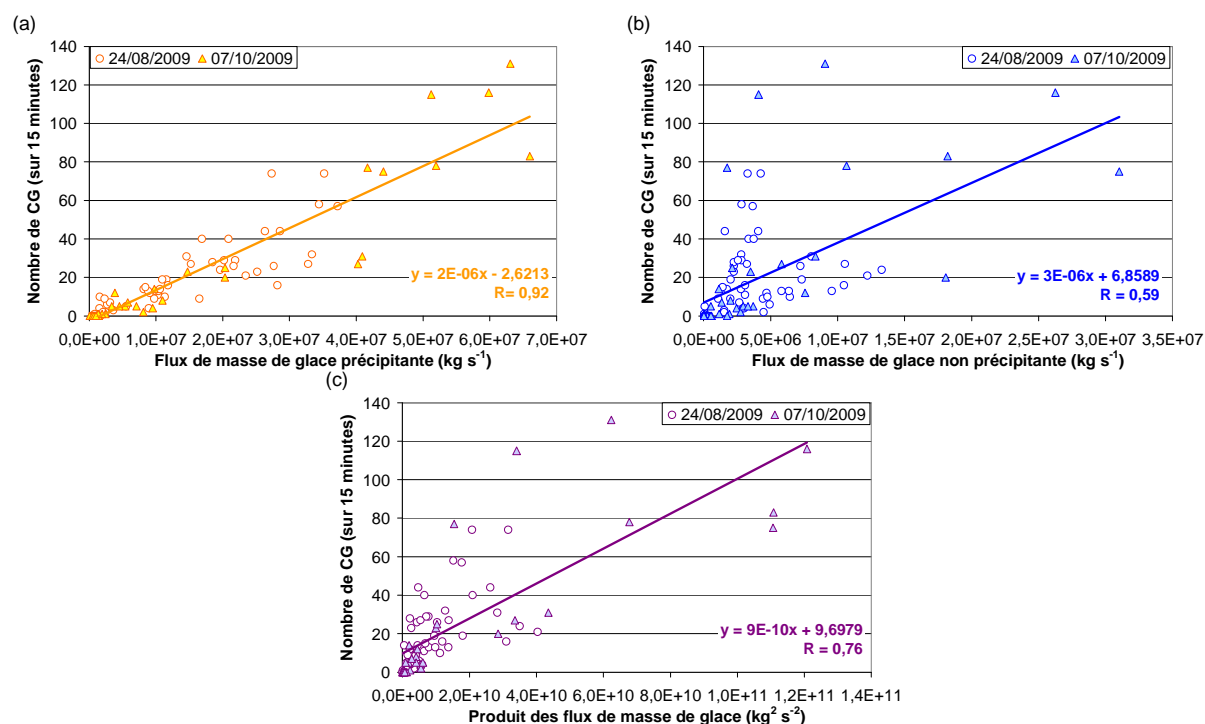


Figure 4.11 : (a) : Nombre de CG en fonction du flux de masse de glace précipitante par ZO. (b) : Nombre de CG en fonction du flux de masse de glace non précipitante par ZO. (c) : Nombre de CG en fonction produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante par ZO. Un point représente une ZO se trouvant dans le cylindre creux centré sur Trappes.

4.2 La région Sud-Est: étude groupée de trois événements

4.2.1 Vue d'ensemble des événements

Les événements considérés dans cette partie sont : les 01 et 02/08/2009 entre 1700 et 1100 UTC, les 18/09/2009 entre 0000 et 2345 UTC et le 08 et 09/10/2009 entre 1700 et 0300 UTC.

La figure 4.12a-c, représente l'évolution temporelle des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ (en jaune) et supérieure à 50 dBZ (en orange) et de l'activité des éclairs nuage-sol (courbe bleue), au cours de ces trois événements. Même si les évolutions des volumes de forte réflectivité et de l'activité CG semblent avoir une tendance commune, on ne voit pas apparaître de relation systématique entre les pics d'activité CG et le développement des fortes réflectivités. Par contre, comme il est possible de le voir sur la figure 4.12d-f représentant les réflectivités à 2500 m (pour un quart d'heure de chaque événement), les CG (représentés par les croix grises) semblent bien co-localisés en règle générale avec les fortes réflectivités.

4.2.2 Etude des relations entre réflectivité et CG

Dans cette partie les mêmes traitements que ceux appliqués sur les cas de la région parisienne ont été effectués afin de voir si des relations pouvaient apparaître en détaillant l'étude des fortes réflectivités et de l'activité CG.

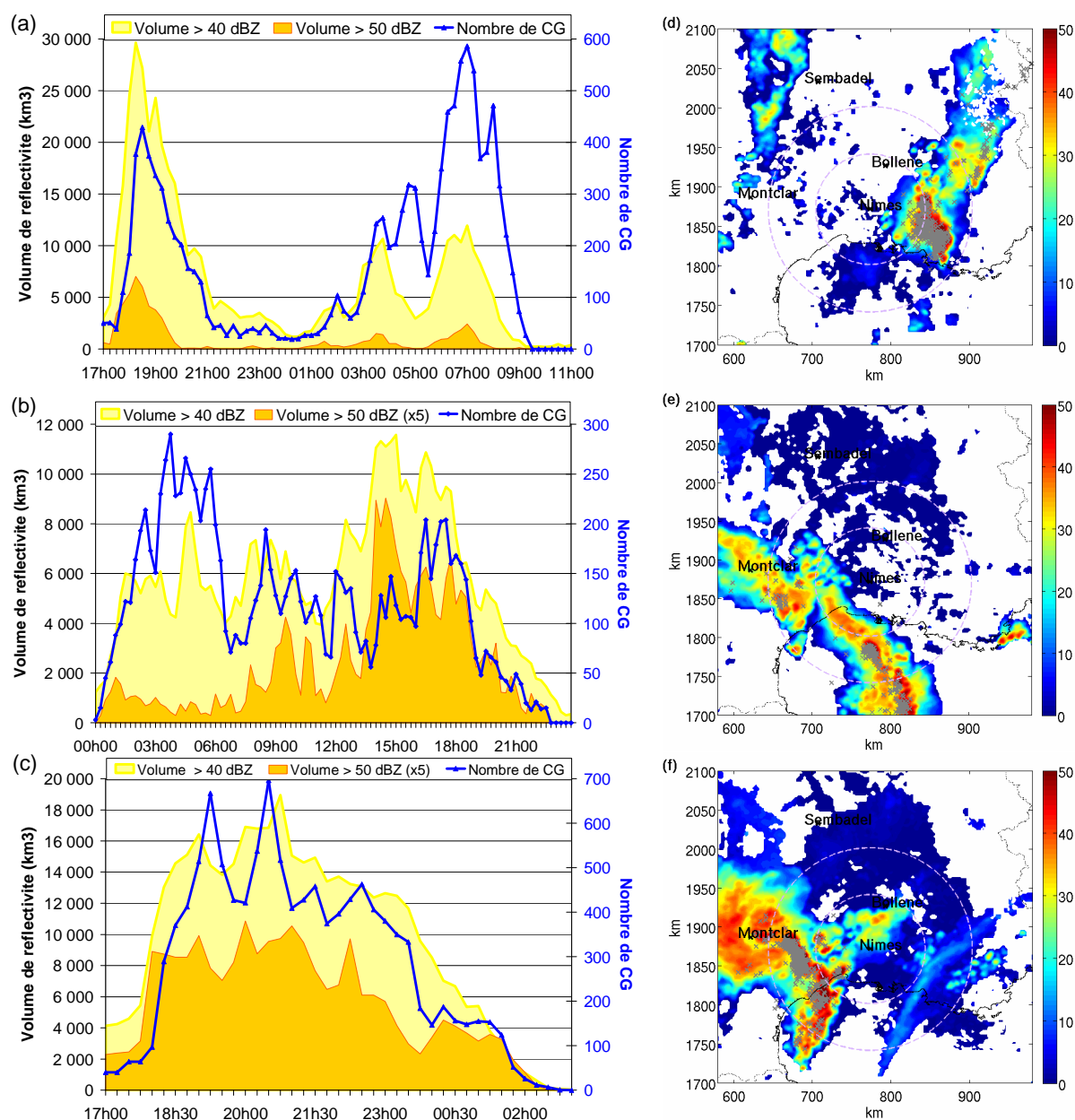


Figure 4.12 : Evolution temporelle des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ (en jaune) et à 50 dBZ (en orange, multiplié par 5 pour la représentation sauf pour (a)) et du nombre de CG par quart d'heure (courbe bleue) pour (a) le 01-02/08/09 entre 1700 et 1100 UTC, (b) le 18/09/09 entre 0000 et 2345 UTC et (c) le 08-09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC. Les réflectivités à 2500 m avec les CG superposés (croix grises) sont représentées pour : (d) le 02/08/09 à 0700 UTC, (e) le 18/09/09 à 0345 UTC, (f) le 08/10/09 à 2030 UTC.

4.2.2.1 Proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG

En ce qui concerne les proportions en volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ associée aux CG, leurs évolutions temporelles ainsi que celles du nombre de CG sont représentées sur la figure 4.13 pour chacun des trois événements considérés dans leur ensemble (toutes les ZO présentes dans le domaine sont considérées).

Même s'il n'apparaît pas de correspondance systématique, des proportions élevées de fortes réflectivités peuvent être associées aux CG dans certains cas, comme le 2/08/09 à 0700 UTC (figure 4.13a) ou le 09/10/09 à 2030 UTC (figure 4.13c), où 90 % et 60 % des réflectivités supérieures à 40 dBZ sont localisées à moins de 3 km d'un CG, respectivement. Ces fortes proportions sont rendues « visibles » par le fait qu'à ces instants, l'activité CG

présente sur le domaine est due à une seule ZO dans un stade d'évolution favorable à l'association CG/forte réflectivité. Les proportions calculées sur le domaine entier deviennent donc équivalentes aux proportions qui seraient calculées pour une ZO individuelle. La forte valeur de pourcentage de réflectivité supérieure à 40 dBZ associée aux CG qui apparaît en tout début de période du 01/08/09 (figure 4.13a) est due au fait qu'une ZO déjà formée entre dans le domaine par l'ouest, mais dont juste une petite partie est présente sur le domaine pendant le premier quart d'heure de la période.

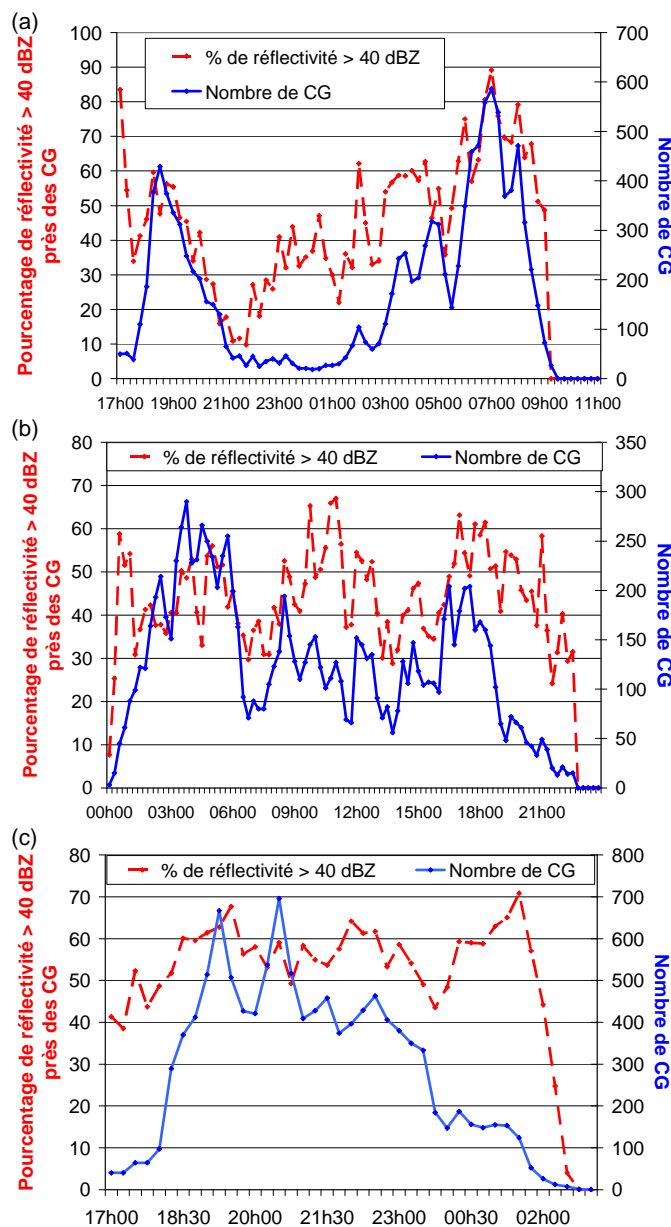


Figure 4.13 : Evolution temporelle des proportions de forte réflectivité (> 40 dBZ) associée aux CG (courbe rouge en pointillés) et du nombre de CG par quart d'heure (courbe bleue) sur l'ensemble des ZO du domaine: (a) : le 01-02/08/09 entre 1700 et 1100 UTC, (b) : le 18/09/09 entre 0000 et 2345 UTC, (c) : le 08-09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC.

Ces proportions en volume de forte réflectivité associée aux CG ont également été calculées pour des ZO suivies individuellement. Deux exemples sont donnés sur la figure 4.14 pour une zone suivie le 02/08/09 entre 0315 et 0915 UTC (figure 4.14a), et une seconde suivie le 08-09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC (figure 4.14b).

En ce qui concerne la ZO du 2 août (figure 4.14a), on constate que le fort pourcentage de réflectivité supérieure à 40 dBZ associée aux CG (qui apparaissait sur la figure 4.13a) était bien lié à cette ZO (90 % des réflectivités supérieures à 40 dBZ sont situées à moins de 3 km d'un CG).

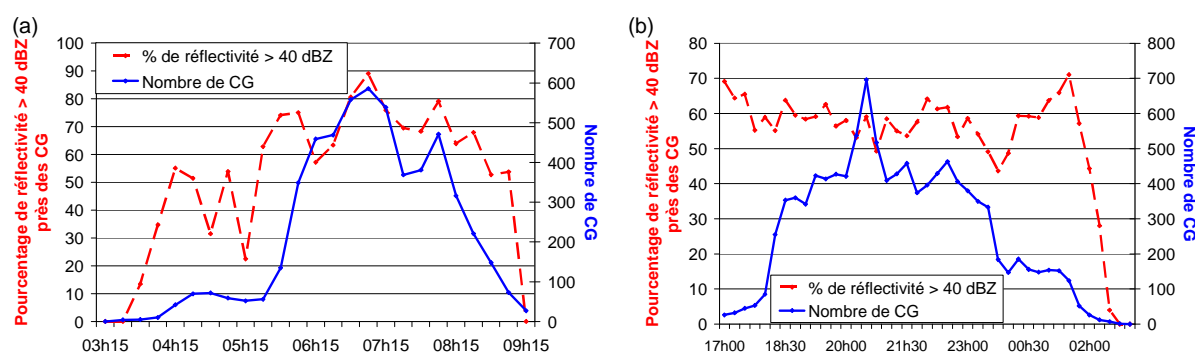


Figure 4.14 : Evolution temporelle des proportions en volume des réflectivités supérieures à 40 dBZ associées aux CG (courbe rouge en pointillés) et du nombre de CG (courbe bleue) pour deux ZO suivies individuellement (a) le 02/08/09 entre 0315 et 0915 UTC, et (b) le 8 et le 9/10/09 entre 1700 et 2345 UTC.

La ZO dont l'évolution est présentée sur la figure 4.14b constitue à elle seule la quasi-totalité de l'événement du 8 au 9/10/09. Les réflectivités supérieures à 40 dBZ sont majoritairement associées aux CG pendant la plus grande partie de la période (leurs proportions fluctuant autour de 60 %). Le creux que l'on observe sur le graphique à 2345 UTC correspond à un déclin soudain de l'activité CG dans la partie nord de la zone, alors que la partie sud reste bien active. L'augmentation de la proportion de forte réflectivité en fin de période provient du développement rapide d'une cellule peu étendue, mais avec un volume de forte réflectivité relativement développé et active du point de vue de la production de CG, qui naît à l'extrémité sud de la zone, contribuant au maintien de l'activité CG.

4.2.2.2 Profils verticaux des maxima de réflectivité et activité CG

Les évolutions temporelles des profils verticaux de réflectivité maximum ont été déterminées. Dans un premier temps pour l'ensemble des ZO du domaine d'étude, avec le nombre de CG superposé (figure 4.15a-c).

En comparant cette figure avec la figures 4.12a-c, on peut s'apercevoir qu'en règle générale, l'intensification de l'activité d'éclair semble se faire lorsque les fortes réflectivités (supérieures à 50, voire à 55 dBZ) sont plutôt étendues sur la verticale, couplé au fait que leur volume soit non négligeable : par exemple le 02/08/09 entre 0600 et 0700 UTC (figures 4.12a et 4.15a), ou le 08/10/09 entre 1800 et 2130 UTC (figures 4.12c et 4.15c). En effet, le développement de forte réflectivité en altitude ne suffit pas à déclencher un fort pic d'activité CG si le volume que représente ces fortes réflectivités est faible : par exemple le 02/08/09 vers 0130 UTC (figures 4.12a et 4.15a). On peut également constater que les évolutions temporelles du 18/09/09 (figure 4.12b et 4.15b) ne semblent pas totalement similaires aux autres événements. En effet, le maximum d'activité d'éclair (nuage-sol) se produit en début de période entre 0200 et 0600 UTC, alors que les maxima de réflectivités sont inférieurs à 55 dBZ et que les volumes de réflectivités supérieures à 40 et 50 dBZ sont moins développés que lors des autres pics d'activité CG. Les fortes valeurs de réflectivité qui apparaissent par la suite, notamment entre 1330 et 1800 UTC, avec des volumes de réflectivité supérieure à 40 et 50 dBZ nettement plus grands, sont associés à une activité CG moindre. Deux ZO ont donc été suivies de façon individuelle durant ces deux périodes.

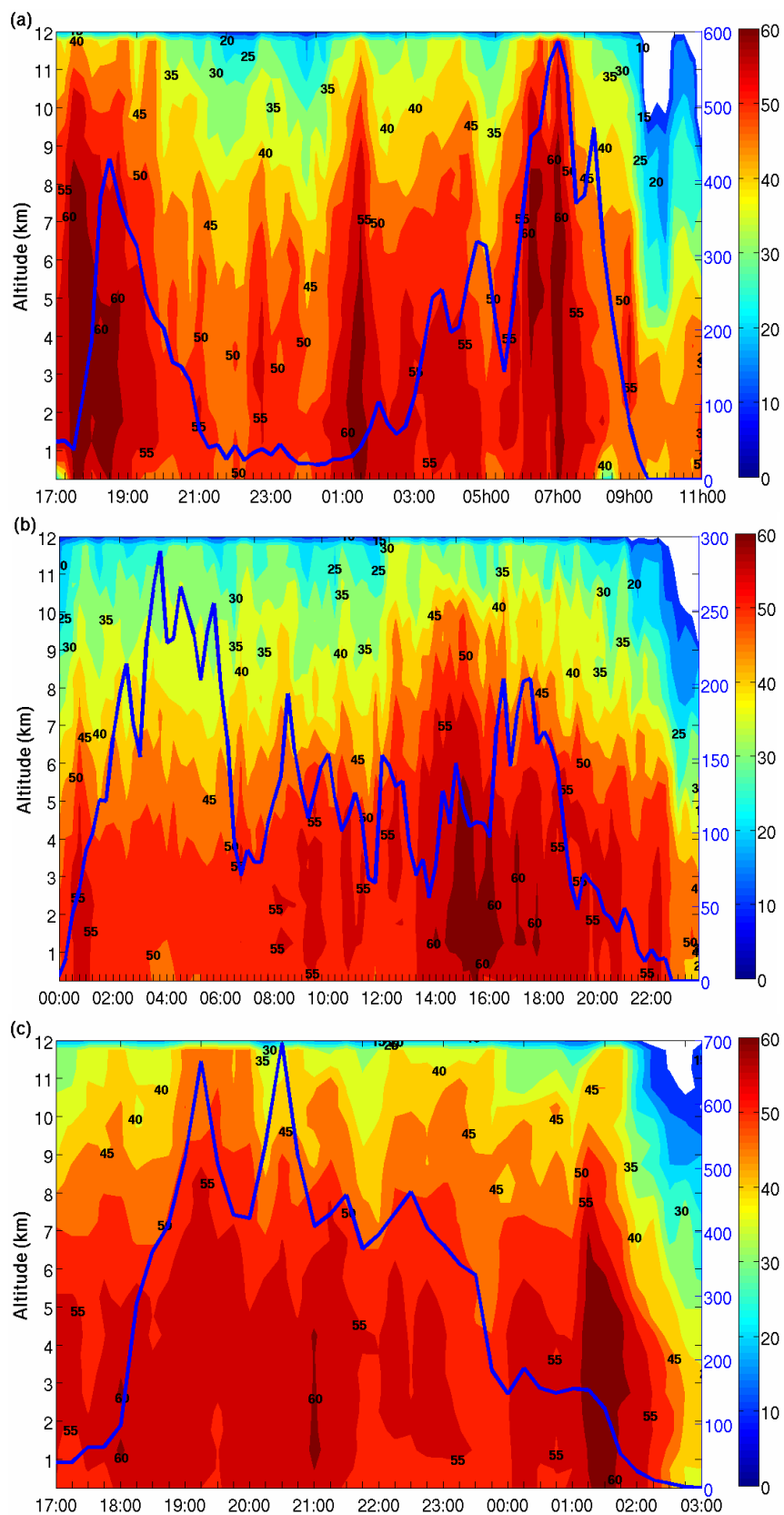


Figure 4.15 : Evolution temporelle des profils verticaux des maxima de réflectivité et de l'activité CG (courbe bleue) pour (a) : le 01-02/08/09 entre 1700 et 1100 UTC, (b) : le 18/09/09 entre 0000 et 2345 UTC et (c) : le 08-09/10/09 entre 1700 et 2345 UTC.

La première ZO entre 0000 et 0700 UTC, entre dans le domaine par le coin sud-ouest en tout début de période, et vient rejoindre un petit chapelet de quatre cellules vers 0045 UTC. La zone se développe par la suite, mais continue d'évoluer au-dessus de la mer (dans le Golfe du Lyon) même si sa partie nord se situe sur le continent. Cette ZO se décale par la suite vers l'est/nord-est en finissant par rejoindre complètement le continent et de nouvelles cellules vers 0700 UTC. La seconde ZO entre dans le domaine par l'ouest, déjà développée et active. Cette ZO va se déplacer légèrement vers l'est au cours de son évolution et stagner plus ou moins le long de la longitude de Montclar. Au cours de son évolution la partie sud de cette ZO va devenir plus active avec la formation d'une cellule convective intense, qui va finir par se détacher de sa partie nord vers 1745 UTC, une heure avant sa dissipation. Les évolutions temporelles des profils verticaux des maxima de réflectivité et de l'activité CG de ces deux zones sont représentées sur la figure 4.16a,b ainsi que les réflectivités à 5000 m correspondant à chacune des deux zones suivies (pour un quart d'heure, figure 4.16c,d).

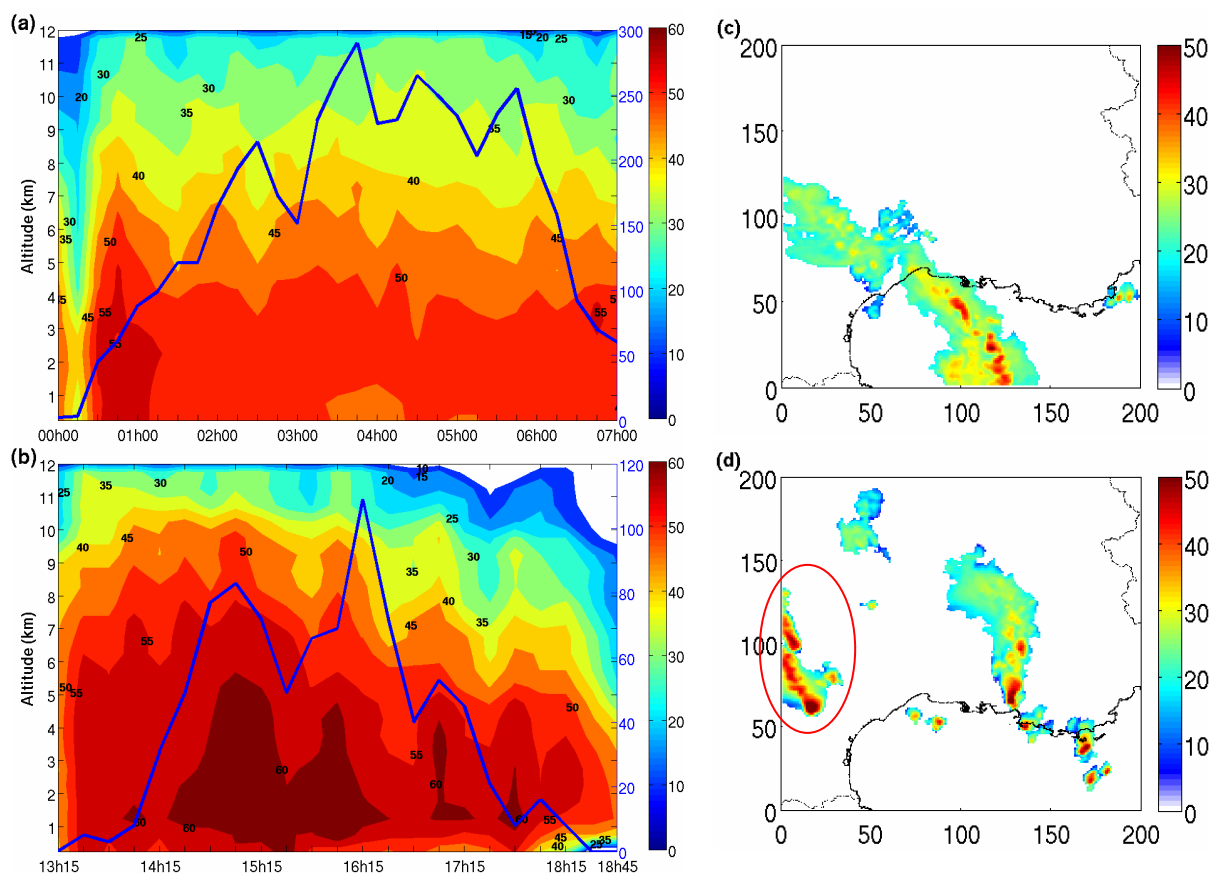


Figure 4.16 : A gauche : Evolution temporelle des profils verticaux des maxima de réflectivité et des nombres de CG (courbe bleue) le 18/09/09 pour (a) : la ZO « maritime » entre 0000 et 0700 UTC et (b) : une ZO « continentale » entre 1315 et 1845 UTC. A droite : Réflectivités à 5000 m (incluses dans les ZO) pour chaque ZO : (c) 0345 UTC pour la première ZO (sur mer) qui se trouve à l'ouest sur l'image, et (d) 1500 UTC, où la ZO suivie est entourée en rouge (sur continent).

La ZO évoluant sur la mer (figure 4.16a) montre des réflectivités moins fortes que l'autre ZO, avec une extension verticale plus faible : le contour 40 dBZ ne dépasse pas 9 km. Il ne semble pas ressortir de lien apparent entre évolution des fortes réflectivités et nombre de CG. Au contraire, en ce qui concerne la seconde ZO (figure 4.16b), on constate une bonne correspondance entre les extensions verticales des réflectivités maximales et l'activité CG. La diminution de cette activité que l'on observe à 1745 UTC alors que de fortes réflectivités sont

bien présentes correspond au moment de la séparation entre la partie nord et la partie sud de la ZO. Nous avons considéré que la partie sud était plus intéressante à conserver dans l'évolution temporelle étant donné qu'elle était encore active durant l'heure suivante (à l'inverse de la partie nord) et que la cellule convective qui la compose était née dans la ZO initiale. Une différence semble donc exister dans le lien entre forte réflectivité et CG, selon le milieu dans lequel se développe l'orage étudié (Zipser et Lutz, 1994).

Pour chacun des deux autres événements, une ZO a également été suivie de façon individuelle. Les évolutions temporelles des profils verticaux correspondants et de l'activité CG de ces zones sont représentées sur la figure 4.17a,b, ainsi que les réflectivités à 5000 m correspondant à un pas de temps pour chaque ZO (figure 4.17c,d). Dans les deux cas, on constate bien une correspondance entre le développement des fortes réflectivités et notamment de celles supérieures ou égales à 55 dBZ et l'activité CG. On constate cependant une petite « anomalie » en fin de vie de la ZO du 08-09/10/09 (figure 4.17b), avec de fortes réflectivités présentes en altitude accompagnées par un faible taux de CG. Ce regain de forte réflectivité provient de la naissance d'une cellule incluse dans la ZO en fin de ligne convective, mais de taille relativement limitée par rapport à l'ensemble de la ZO, d'où une faible proportion en volume de forte réflectivité associée aux CG (cf. figure 4.14b).

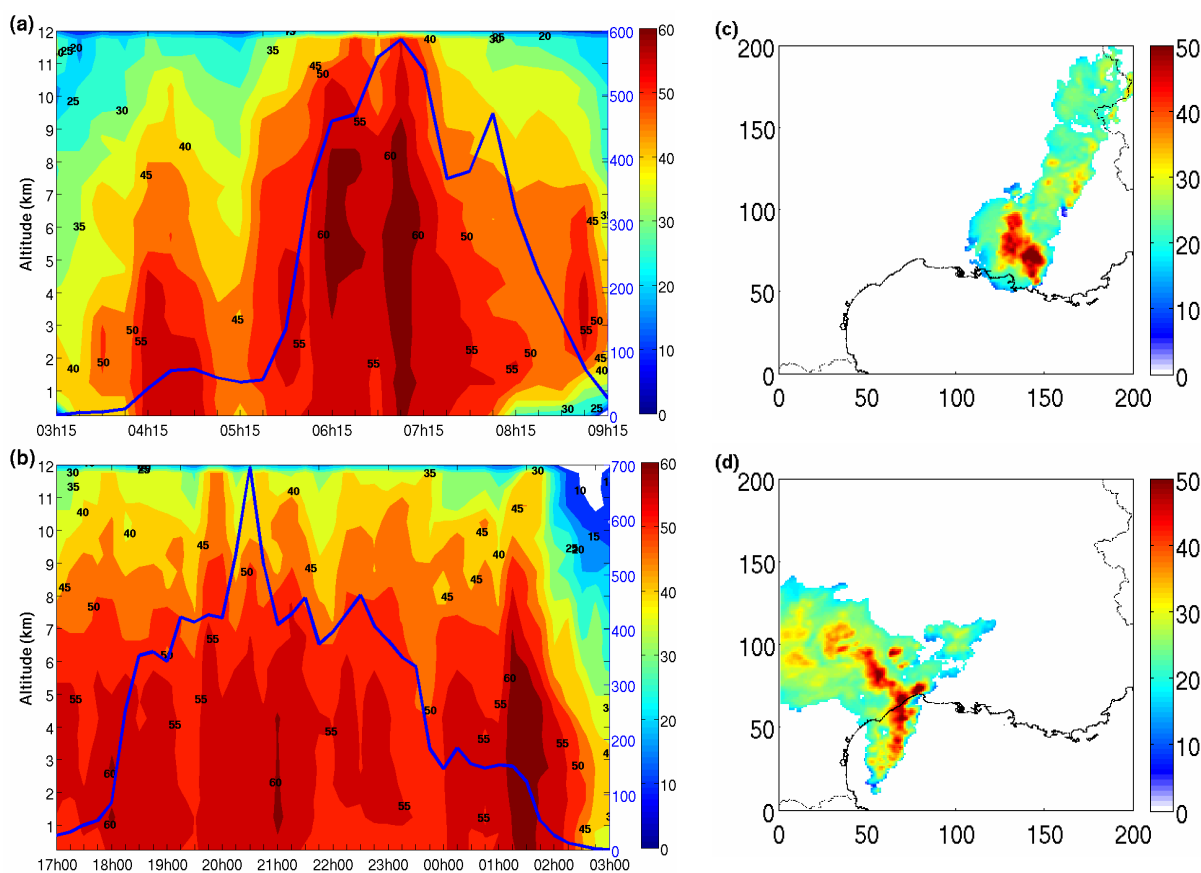


Figure 4.17 : A gauche : Evolution temporelle des profils verticaux des maxima de réflectivité pour (a) : une ZO entre 0315 et 0915 UTC le 02/08/09 et (b) : la ZO constituant la zone principale de l'événement du 08-09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC. A droite : Réflectivités à 5000 m (incluses dans les ZO) correspondant à un quart d'heure pour chaque ZO : (c) 0700 UTC le 02/08/09, et (d) 2030 UTC le 08/10/09.

4.2.2.3 Comparaison par zone orageuse entre forte réflectivité et CG

Afin d'aboutir à des relations quantifiables entre fortes réflectivités et CG pour ces trois événements, nous avons calculé dans chaque ZO les volumes de réflectivité supérieure à 40

dBZ et les nombres de CG. Ces paramètres ont ensuite été représentés l'un en fonction de l'autre sur la figure 4.18.

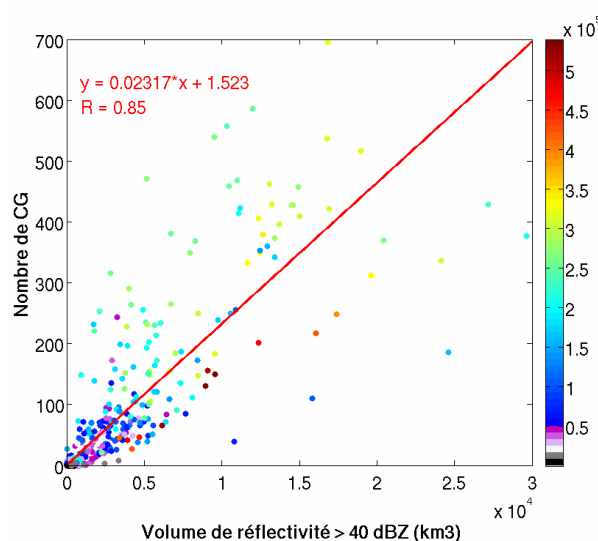


Figure 4.18 : Nombre de CG par ZO en fonction du volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ pour les 3 événements du Sud-Est de l'année 2009. L'échelle de couleur représente le volume total de chaque ZO (en km^3).

On peut constater que la régression linéaire reliant ces deux paramètres possède un assez bon coefficient de corrélation ($R = 0,85$), même si la dispersion des points est non négligeable. Cette dispersion est due notamment aux points de l'événement des 1^{er} et 2 août pour lesquels le coefficient de corrélation linéaire $R = 0,74$. A l'inverse, si l'on considère de façon isolée le cas d'octobre 2009, le coefficient de corrélation entre les deux paramètres $R = 0,97$. On peut également observer que ce ne sont pas les ZO les plus grandes qui produisent les plus forts volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ ni les plus grands nombres de CG. Il semble que ce soit plutôt les ZO de taille moyenne qui sont à l'origine de ces fortes valeurs. Ce comportement peut s'expliquer par le fait que les ZO en cours de développement qui n'ont pas encore atteint leur extension spatiale maximum, sont le siège d'ascendances fortes. Elles sont donc favorables à la production de CG et au développement de fortes réflectivités (grosses particules et fortes pluies).

4.2.3 Etude des relations entre microphysique et CG

Comme pour les cas de la région parisienne, nous sommes ensuite passés à l'étude de la microphysique présente dans les ZO (ou partie de ZO) à l'intérieur du cylindre creux centré sur le radar de Nîmes (dont l'élévation maximale pour les cas de 2009 était de 8°).

4.2.3.1 Répartition globale de la microphysique

En premier lieu, les répartitions verticales des espèces microphysiques de chaque événement ont donc été calculées (figure 4.19a-c).

Pour les trois événements, on peut voir une forte présence de neige sèche (D.S) à partir de 3000 m, notamment au détriment des cristaux de glace (I.C) en altitude. La pluie forte (H.R) semble elle être prépondérante autour de 1500 m. Les autres espèces sont quant à elles relativement peu représentées. On peut cependant noter que la proportion de graupel (GRP) reste relativement constante avec l'altitude (hormis pour le 18/09/09, figure 4.19b).

4.2.3.2 Identification des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG

Par la suite la détermination des espèces majoritairement présentes à proximité des CG a été effectuée. Cette association est représentée sur la figure 4.19d-f pour chacun des trois

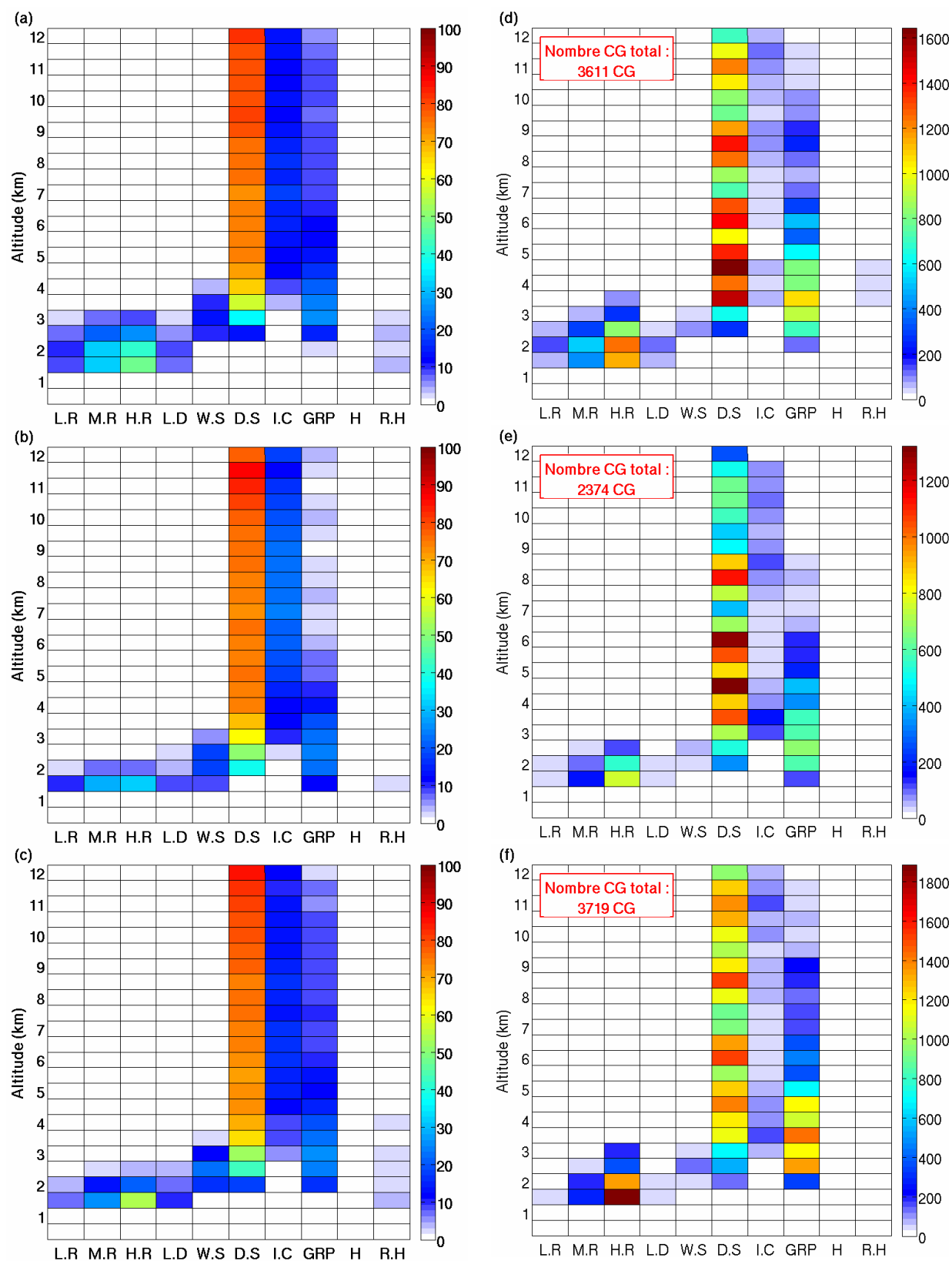


Figure 4.19 : A gauche : Répartition verticale des espèces microphysiques (exprimée en pourcentage) sur l'ensemble des événements (a) : 01 au 02/08/09 entre 1700 et 1100 UTC, (b) : 18/09/09 entre 0000 et 2345 UTC, (c) 08 au 09/10/09 entre 1700 et 0300 UTC. A droite : Microphysique majoritairement associée aux CG (exprimée en nombre de CG) sur l'ensemble des événements du (d) : 01 au 02/08/09, (e) : 18/09/09, (f) 08 au 09/10/09. Le nombre de CG total pris en compte (sur toute la durée des événements) est indiqué sur les figures.

événements. La variable représentée par la plage de couleur est le nombre de CG (sur toute la durée de l'événement, cf. section 3.3.2).

On peut observer que les CG sont majoritairement associés à de la pluie forte entre 1500 et 2000 m, voire 2500 m pour l'événement des 1 et 2 août. L'espèce majoritairement présente autour des CG est ensuite le graupel entre 2500 et 3000 m, et celui-ci reste une des espèces majoritairement présentes entre 3500 et 4500 m (un peu moins pour le 18/09/09, figure 4.19e). Ensuite les CG sont majoritairement associés à la neige sèche, avec cependant des disparités pouvant être entraînées par un manque de mesure pour certains niveaux d'altitudes. En effet la couverture des mesures radar avec l'altitude n'est pas homogène, bien qu'une interpolation soit effectuée dans le calcul des masses de chaque hydrométéore. L'inhomogénéité de la couverture radar semble cependant se ressentir sur ces graphiques. Les cristaux de glace semblent très peu associés aux CG.

Ces observations permettent donc de constater que, notamment dans les basses couches, les CG sont majoritairement associés à des espèces liées à la partie convective des orages : la pluie forte et le graupel.

4.2.3.3 Relation entre masses de glace et taux de CG

Comme nous l'avons vu pour les cas de la région parisienne, les observations précédentes permettent de savoir dans quel environnement microphysique les CG ont tendance à se produire, mais ne permettent pas de dégager de relation quantifiable entre les éclairs et les quantités d'espèces microphysiques présentes.

Les masses de glace précipitante et non précipitante pour chaque ZO ont été calculées pour chaque événement, et sont représentées en fonction du taux d'éclairs (nombre de CG en 15 minutes) sur la figure 4.20 (tous événements confondus). La régression linéaire indiquée concerne l'ensemble des ZO représentées sur les graphiques.

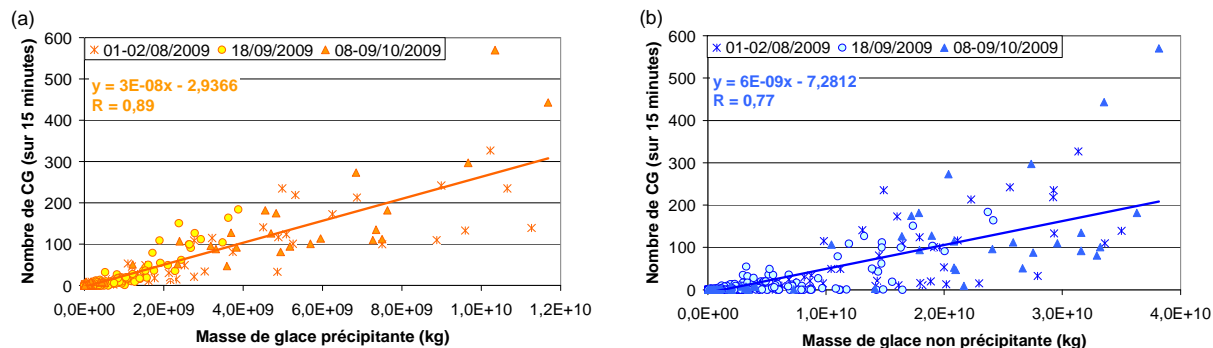


Figure 4.20 : Pour l'ensemble des ZO des trois événements considérés : (a) Nombre de CG en fonction de la masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG en fonction de la masse de glace non précipitante. Chaque point sur les graphiques représente une ZO.

On constate que la régression linéaire ajuste assez bien le comportement général entre la masse de glace précipitante (majoritairement composée de graupel) et le nombre de CG (figure 4.20a), avec un coefficient de corrélation entre ces deux variables $R = 0,89$. La relation entre ces deux paramètres semble donc se confirmer.

La corrélation entre la masse de glace non précipitante et le nombre de CG (figure 4.20b) est plus faible ($R = 0,77$). La dispersion des points autour de la droite de régression est plus grande, même si une certaine organisation peut être observée : les plus forts taux de CG se produisent pour les ZO possédant une masse de glace non précipitante élevée. A l'inverse, les ZO avec une masse de glace non précipitante faible, ne produisent pas de très forts taux de CG.

4.2.3.4 Relation entre flux de masse de glace et taux de CG

Les flux de masse de glace précipitante et non précipitante ont ensuite été calculés, ainsi que leur produit, pour chaque ZO et pour l'ensemble des trois événements. Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 4.21.

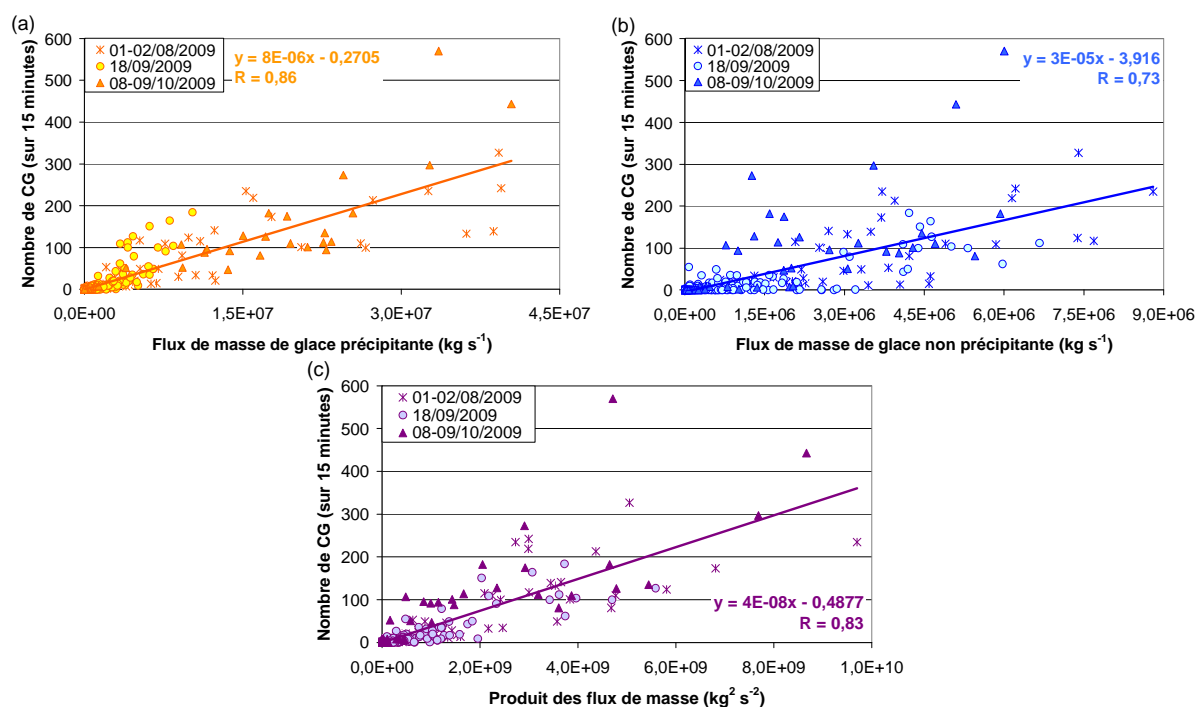


Figure 4.21 : Pour l'ensemble des ZO présentes durant les trois événements considérés : (a) Nombre de CG en fonction du flux de masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG en fonction du flux de masse de glace non précipitante. (c) Nombre de CG en fonction du produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante. Chaque point représente une ZO.

On constate que le comportement du taux de CG en fonction du flux de masse de glace précipitante (figure 4.21a) est plutôt bien représenté par la régression linéaire, avec un coefficient de corrélation linéaire associé $R = 0,86$. Inversement la relation entre taux de CG et flux de masse de glace non précipitante (figure 4.21b) semble moins régulière ($R = 0,73$).

Néanmoins, le produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante, considéré comme proxy de la probabilité de rencontre (et donc de choc) entre les particules, semble relativement bien corrélé avec le taux de CG (figure 4.21c), avec un coefficient de corrélation $R = 0,83$. Cependant, on note que la dispersion de part et d'autre de la régression linéaire reste significative, et semble en partie imputable à la glace non précipitante.

4.3 Comparaison des résultats régionaux

Dans cette section, nous allons aborder les similitudes et les différences que l'on peut observer entre les événements des deux régions étudiées. Le but est d'essayer de mettre en exergue les résultats ayant une tendance commune quelle que soit la région d'étude, et au contraire ceux qui semblent revêtir un caractère plutôt régional.

4.3.1 Relations entre réflectivité et CG

Que ce soit pour les événements de la région Sud-Est ou de la région parisienne, l'étude des évolutions temporelles des paramètres dérivés de la réflectivité a été plutôt concluante dans le cas de suivi individuel de ZO, notamment pour la région parisienne. Pour celle-ci la considération de l'ensemble du domaine d'étude n'a pas permis d'établir de relation

systematique entre l'activité CG et les autres paramètres, même si l'extension verticale des plus fortes réflectivités semble liée à une augmentation de la production de CG. Pour la région Sud-Est, le même constat peut globalement être établi, hormis pour les pas de temps où le domaine ne compte qu'une seule ZO où les fortes proportions de réflectivité supérieure à 40 dBZ sont manifestement associées aux CG. D'autre part, en comparant les évolutions temporelles des profils verticaux des maxima de réflectivité pour les deux régions (figures 4.6 et 4.15), on peut s'apercevoir qu'en règle générale, les réflectivités maximales atteintes dans les cas du Sud-Est sont plus fortes (supérieures ou égales à 60 dBZ) que celles atteintes dans les cas parisiens (le contour 60 dBZ est très peu présent le 7/10/09 entre 1515 et 1600 UTC et absent le 24/08/09). Ceci peut laisser penser que la convection est plus forte pour les cas du Sud-Est, et est favorable à la formation de plus grosses particules (type graupel, voire grêle) et de plus fortes précipitations.

Cependant lorsque l'on regarde les évolutions temporelles pour des ZO suivies individuellement, on constate que de manière générale l'activité CG a tendance à augmenter lorsque les réflectivités supérieures à 50 dBZ se développent verticalement et que des réflectivités supérieures à 55 dBZ sont présentes pour les deux régions. Ceci peut donc indiquer que plus les ascendances permettent le transport de grosses particules à haute altitude (plus la zone de charge sera étendue), plus l'électrisation du nuage sera efficace, et donc plus l'occurrence de CG sera forte. Il semble donc ressortir un signal fort de l'existence de relations entre activité CG et extension verticale des fortes réflectivités radar.

Néanmoins, lors de l'événement du 18/09/09 il a été constaté une différence de comportement en suivant une ZO évoluant principalement sur la mer Méditerranée et une ZO évoluant sur le continent (figure 4.16). On observe que les maxima de réflectivité atteints dans la première sont inférieurs à ceux atteints dans la seconde, et également que leur extension verticale est nettement moins développée. Ceci pourrait éventuellement s'expliquer par le fait que la convection est en général moins importante au-dessus de la mer. Cependant, le maximum d'activité CG est produit par cette même ZO. Ceci peut être expliqué par le fait que la ZO située sur la mer est de grande taille (cf. figure 4.16c), avec des parties convectives plutôt bien organisées sous forme de ligne. La convection associée à la ZO « continentale » a également une organisation similaire, mais de taille inférieure. De plus si l'on regarde l'évolution temporelle réalisée pour l'ensemble du domaine (cf. figure 4.15b), les maxima de réflectivité présents et l'activité CG produite entre 1330 et 2000 UTC sont en réalité causés par plusieurs ZO de taille modérée sur l'ensemble du domaine (visible sur la figure 4.16d). Cette différence d'organisation lors des deux événements peut contribuer à expliquer pourquoi la ZO située sur la mer possède des réflectivités plus faibles que les autres et moins développées verticalement et produit le plus fort taux de CG de l'événement. Cependant une étude plus approfondie serait nécessaire afin de voir si cette différence de comportement est observée sur plusieurs ZO. Les cas observés dans le Sud-Est de la France durant la SOP 1.1 d'HyMeX pourraient éventuellement servir de base à une telle étude, la zone d'étude comportant à la fois des zones continentales et maritimes.

En ce qui concerne les proportions de réflectivité supérieure à 40 dBZ associée aux CG, elles peuvent être fortes sur les deux régions, mais l'association en fonction de la phase de développement d'une ZO est moins aisée pour la région Sud-Est. Ceci est dû à la complexité des événements et au fait que les ZO ne naissent pas forcément dans le domaine d'étude, ce qui empêche l'observation des premières augmentations significatives des taux de CG. Sur cette région, lorsqu'une ZO peut être isolée des autres sans que son comportement soit trop perturbé par la fusion avec d'autres zones (cas du 2/08/09, figure 4.14a) on retrouve la tendance dégagée sur la région parisienne, à savoir que les plus fortes proportions de réflectivité supérieure à 40 dBZ localisée à moins de 3 km des CG sont observées lors de la première augmentation significative de l'activité CG. Cependant, il semble que pour les ZO du Sud-Est, la proportion de réflectivité supérieure à 40 dBZ située à moins de 3 km des CG

soit plus marquée et plus visible tout au long des événements. Cela peut être causé par la fusion fréquente avec de nouvelles cellules, ou révéler une convection plus forte maintenue dans ces événements, en comparaison à une dynamique moins soutenue pour les cas parisiens. Avant de pouvoir trancher sur la question, l'étude d'autres événements sur ces deux régions serait nécessaire afin de dégager un comportement régional plus « statistique ».

Si l'on s'intéresse à présent aux relations qui ont été trouvées pour les deux régions entre volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ et taux de CG, on constate que les relations linéaires sont associées à d'assez bons coefficients de corrélation dans les deux cas ($R = 0,81$ pour la région parisienne, $R = 0,85$ pour la région Sud-Est) malgré une dispersion non négligeable des points autour des droites de régression, notamment autour des fortes valeurs de l'un ou l'autre des paramètres. On observe dans les deux cas (cf. figures 4.8b et 4.18) que ce ne sont pas forcément les ZO les plus grandes qui produisent le plus de CG, mais plutôt des zones de tailles moyennes. Cependant les relations trouvées sont notablement différentes : le coefficient directeur de la régression linéaire est de $8,37 \times 10^{-3}$ pour les cas parisiens et $2,32 \times 10^{-2}$ pour les cas Sud-Est. Ceci semble en partie dû à une dynamique des valeurs totalement différente en terme d'activité électrique. En effet si les volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ semblent pouvoir atteindre des valeurs voisines dans les deux cas (presque $3 \times 10^4 \text{ km}^3$ pour le Sud-Est et $2,25 \times 10^4 \text{ km}^3$ pour la région parisienne), les nombres de CG eux peuvent être plus de trois fois supérieurs pour les cas Sud-Est.

Cette constatation peut refléter un comportement régional. En effet cela peut signifier que les systèmes orageux se développant sur la région parisienne, bien que pouvant atteindre des tailles similaires à ceux du Sud-Est, sont nettement moins productifs en terme de CG. Cela peut provenir soit des cas choisis sur la région parisienne, dont l'intensité électrique était modérée (mais plutôt élevée en comparaison des cas 2009 observés sur la région), ou du fait de conditions environnementales telles que la dynamique ou les conditions de surface (relief, flux de chaleur, ...) qui ne sont pas du tout similaires dans les deux régions, et plus favorables à la convection dans le Sud-Est. De plus, les forts volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ peuvent être dus à la présence d'une bande brillante (fonte des hydrométéores glacée) communément située autour de l'altitude de l'isotherme $0 \text{ }^\circ\text{C}$ et associée aux parties stratiformes. Cette bande brillante restitue généralement de fortes réflectivités. Les fortes réflectivités ne correspondent donc pas uniquement à des zones convectives. Ce phénomène peut contribuer à expliquer la plus grande dispersion observée au niveau des fortes valeurs.

Cependant, la correspondance relevée entre évolution des maxima de réflectivité et CG, mais également les relations linéaires établies entre taux de CG et volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ rejoignent les résultats de Pessi et Businger (2009). Ces derniers ont obtenu (à partir de données satellites) des relations logarithmiques entre taux d'éclairs totaux (IC + CG) et maximum de réflectivité ($R^2 = 0,97$) d'une part et taux d'éclairs totaux et maximum d'altitude atteinte par l'écho radar ($R^2 = 0,95$ à $0,98$ selon la saison) d'autre part.

4.3.2 Relations entre microphysique et CG

En ce qui concerne la répartition verticale de la microphysique sur l'ensemble des événements, on constate une nette différence entre les deux régions au niveau de la neige sèche, très présente dans le Sud-Est au détriment des cristaux de glace, et beaucoup moins en région parisienne où les deux espèces sont réparties de façon plus homogène. En ce qui concerne les autres espèces, on constate que la pluie forte est significativement présente à basse altitude dans les deux cas. La neige mouillée et le graupel, qui ressortaient autour de 3000 m en région parisienne, ne semblent pas significativement présents dans le Sud-Est (par rapport à la neige sèche).

Ces différences de répartition pourraient éventuellement être expliquées par des conditions dynamiques et thermodynamiques différentes (entraînant la formation de la

microphysique). Cependant, il semble plus vraisemblable que les différences existant entre les radars (Trappes en bande C, Nîmes en bande S) soient à l'origine de cette observation. Cette dernière hypothèse sera plus détaillée dans la section 5.4 lors de la comparaison des radars de Nîmes et Montclar (fonctionnant en bande S et en bande C, respectivement).

Pour ce qui est de l'association de la microphysique aux CG, les résultats obtenus sur les deux régions sont très similaires, hormis à haute altitude (au-dessus de 10000 m) *a priori* du fait de la différence entre la répartition de la neige sèche et des cristaux de glace entre les deux régions. Pour les altitudes inférieures, les espèces majoritairement associées aux CG sont les mêmes dans les deux régions : pluie forte en dessous de 2000 m, grapel entre 2500 et plus ou moins 4000 m, puis neige sèche. Les espèces microphysiques majoritairement associées aux CG se retrouvent donc d'une région à l'autre et sont cohérentes avec le fait que ce type d'éclair se produit plutôt dans les zones convectives des nuages (présence de pluie forte et de grapel).

La correspondance entre CG et présence de grapel mise en exergue par ces répartitions est en accord avec les observations de Seity et al. (2003) et Lund et al. (2009). Le même lien, observé à plus basse altitude avec la pluie forte, a été encore plus largement documenté et étudié (Petersen et Rutledge, 1998, Soula et Chauzy, 2001).

Ce type d'analyse aide donc à déterminer de façon quantitative la microphysique majoritairement associée aux CG, mais ne permet pas de fournir de relation quantifiable entre ces deux paramètres.

Si l'on compare maintenant les relations trouvées entre la glace et les taux de CG, on peut s'apercevoir que les relations avec la glace précipitante (que ce soit la masse ou les flux de masse) sont plutôt bonnes dans les deux régions. Cependant les valeurs atteintes en terme de masse de glace précipitante et de flux de masse de glace précipitante sont inférieures pour la région Sud-Est, avec un taux de CG produits plus important. Ce qui se constate également pour les autres paramètres et notamment le produit des flux des masses de glace qui atteint des valeurs maximales dix fois moins importantes pour la région Sud-Est (figure 4.11c et 4.21c). Cependant ce produit des flux est mieux corrélé au taux de CG dans cette même région ($R = 0,83$) plutôt qu'en région parisienne ($R = 0,76$). Il peut également être noté que, pour les deux régions, la dispersion visible sur les graphiques représentant le taux de CG en fonction du produit des flux (figures 4.11c et 4.21c) semble à chaque fois être imputable aux flux de masse de glace non précipitante. Comme précisé auparavant, cela pourrait être dû au fait que nous ne considérons que l'activité CG et non l'activité électrique totale (IC + CG), contrairement aux études de Deierling et al. (2008) et Barthe et al. (2010).

Au niveau des relations en elles-mêmes, les relations entre le taux de CG et la masse de glace précipitante, le flux de masse de glace non précipitante, et le produit des flux de glace sont différentes d'une région à l'autre, avec des coefficients directeurs supérieurs d'un à deux ordres de grandeur pour les relations établies sur la base des cas du Sud-Est. Les relations entre taux de CG et masse de glace non précipitante et flux de masse de glace précipitante, sont quant à elles un peu plus proches (même ordre de grandeur du coefficient directeur), même si les coefficients directeurs sont également plus grands pour la région Sud-Est.

Pour l'ensemble de ces relations, il semble que la région dans laquelle les événements se produisent est un facteur important. Ce résultat pourrait éventuellement être modulé en étudiant des événements de plus forte intensité électrique sur la région parisienne, afin d'élargir la gamme de valeurs couvertes par les taux d'éclairs et de permettre un meilleur ajustement de la pente de la droite de régression, même s'il semble vraisemblable que l'intensité des orages sur ces deux régions est différente et nécessite deux relations distinctes. Par contre en observant les cas de la région parisienne, on peut s'apercevoir que les plus grandes valeurs, quel que soit le paramètre (flux de masse de glace, produit des flux), sont à chaque fois produites par des ZO du 7/10/09. Cet événement a peut être une dynamique

particulière qui pourrait influencer notablement les relations trouvées. Une étude d'autres cas sur la région pourrait s'avérer utile afin de tester cette hypothèse.

A titre comparatif, il est possible de confronter ces résultats avec ceux des études précédentes en ramenant les taux d'éclairs par quart d'heure à des taux d'éclairs par minute (et en appliquant la même transformation aux coefficients de la relation). Les relations concernant les masses de glace précipitante sont données dans le tableau 4.1. Tout d'abord on peut remarquer que les valeurs des pentes des relations trouvées dans cette étude (pour la région parisienne ou le Sud-Est) sont inférieures d'un ou deux ordres de grandeurs (selon la région) à ceux trouvés lors des précédentes études. Ceci peut être expliqué en partie par le fait que les résultats de la présente étude ne sont basés que sur les CG.

Etude ou région concernée	Relations établies	Coefficient de corrélation
Latham et al. (2007) : 11 cas	$LR = 3,4 \times 10^{-8} \times mGP - 18,1$	R = 0,94
Barthe et al. (2010) : 2 cas	$LR = 7,64 \times 10^{-8} \times mGP + 3,05$	R = 0,76
Région parisienne : 2 cas	$CGR = 4,7 \times 10^{-10} \times mGP - 0,18$	R = 0,89
Région Sud-Est : 3 cas	$CGR = 2 \times 10^{-9} \times mGP - 0,19$	R = 0,89

Abréviations: LR = Lightning rate (IC + CG); CGR = CG flash rate.

Tableau 4.1 : Comparaison des relations entre taux d'éclairs par minute et masse de glace précipitante (mGP, en kg) trouvées dans des études antérieures et dans la présente étude.

Deux tableaux similaires sont réalisés à titre indicatif pour les relations entre flux de masse de glace précipitante et nombre de CG (tableau 4.2), et entre produit des flux de masse de glace et nombre de CG (tableau 4.3). Cependant, il faut garder à l'esprit que les méthodes de calcul des flux ne sont pas les mêmes dans les trois études (Deierling et al., 2008 ; Barthe et al., 2010 ; et la présente étude), et que les unités sont mêmes différentes.

Etude ou région concernée	Relations établies	Coefficient de corrélation
Deierling et al. (2008) : 11 cas	$LR = 2,5 \times 10^{-8} \times FGP_D - 17,6$	R = 0,93
Région parisienne : 2 cas	$CGR = 1,33 \times 10^{-7} \times FGP - 0,17$	R = 0,92
Région Sud-Est : 3 cas	$CGR = 5,33 \times 10^{-7} \times FGP - 0,02$	R = 0,86

Abréviations: LR = Lightning rate (IC + CG) ; CGR = CG flash rate; FGP_D : Flux de masse de glace précipitante calculé par Deierling et al. (2008), exprimé en $kg\ m\ s^{-1}$; FGP : Flux de masse de glace précipitante calculé dans le travail présenté ici, exprimé en $kg\ s^{-1}$.

Tableau 4.2 : Comparaison des relations entre taux d'éclairs par minute et flux de masse de glace précipitante trouvés dans une étude antérieure et dans la présente étude.

En ce qui concerne les relations entre taux d'éclairs et flux de masse de glace précipitante, on peut constater que dans les deux études, les coefficients de corrélation sont élevés, et il semble que les pentes des droites que nous trouvons sont d'un ordre de grandeur inférieur à celles trouvées par Deierling et al. (2008). Ce qui comme nous l'avons vu plus haut, peut être dû à la population d'éclair considérée, ou à la méthode de calcul employée.

Pour les relations entre taux d'éclair (par minute) et produit des flux, les pentes des droites trouvées dans notre étude sont supérieures de trois à six ordres de grandeur à celles trouvées dans les deux études de Deierling et al. (2008) et Barthe et al. (2010) (selon les études et les régions comparées). Une fois encore, les différences observées, peuvent être imputées soit à la population d'éclairs étudiée, soit à la méthode employée.

Etude ou région concernée	Relations établies	Coefficient de corrélation
Deierling et al. (2008) : 11 cas	$LR = 9 \times 10^{-15} \times PF_D + 13,4$	R = 0,96
Barthe et al. (2010) : 2 cas	$LR = 1,29 \times 10^{-14} \times PF_B + 4,54$	R = 0,73
Région parisienne : 2 cas	$CGR = 6 \times 10^{-11} \times PF + 0,65$	R = 0,76
Région Sud-Est : 3 cas	$CGR = 2,7 \times 10^{-9} \times PF - 0,03$	R = 0,83

Abréviations: LR = Lightning rate (IC + CG) ; CGR = CG flash rate; PF_D: Produit des flux de glace calculé par Deierling et al. (2008), exprimé en kg² m s⁻² ; PF_B : Produit des flux de glace calculé par Barthe et al. (2010), exprimé en kg² m s⁻² ; PF : Produit des flux de glace calculé dans le travail présenté ici en kg² s⁻².

Tableau 4.3 : Comparaison des relations entre taux d'éclairs par minute et produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante trouvées dans des études antérieures et dans la présente étude.

4.4 Conclusion

Au cours de ce chapitre plusieurs relations ont été étudiées. Une relation linéaire entre nombre de CG par ZO et volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ a été déterminée pour chacune des deux régions. Ceci laisse penser que les CG pourraient être utilisés comme proxy des volumes de forte réflectivité. Cependant ces relations semblent relativement variables d'une région à l'autre. On peut émettre l'hypothèse que les différences observées soient dues aux conditions environnementales très différentes entre ces deux régions (relief très marqué favorisant la convection et présence de la Méditerranée renforçant la présence d'air chaud et humide en basse couche, dans le Sud-Est de la France).

D'une manière plus qualitative, une correspondance a été mise en évidence entre la première augmentation significative de l'activité CG en début de vie d'une ZO et une forte proportion en volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ située à moins de 3 km des CG. De plus, pour des ZO étudiées séparément, les résultats ont montré un lien entre l'activité CG et l'extension verticale des fortes réflectivités (supérieures à 55 dBZ, voire 60 dBZ), semblant indiquer que le transport de grosses particules (telles que les graupels) à haute altitude favorise la production de CG. Lors de cette étude, les évolutions des maxima de réflectivité et de l'activité CG ont aussi été comparées pour deux ZO particulières : une évoluant sur la mer, l'autre sur le continent. Pour la ZO maritime, les réflectivités sont moins fortes et présentent une extension verticale plus faible que pour la ZO continentale, avec une correspondance non marquée entre activité CG et extension verticale des fortes réflectivités. Une étude comparative sur un plus grand nombre de ZO maritimes et continentales serait nécessaire afin de mieux définir ces observations, et de voir, par exemple, si un impact peut être visible sur les relations linéaires établies entre forte réflectivité et activité CG.

Les fortes réflectivités étant causées par des pluies convectives ou de grosses particules (comme le graupel) les correspondances observées dans ce chapitre semblent vérifier les liens qui peuvent exister entre les CG et la présence de ces espèces microphysiques. D'ailleurs l'association entre CG et espèces microphysiques a permis de dégager un « profil microphysique type » associé à la présence de CG, composé de pluie forte à basse altitude, de graupel et de neige sèche au fur et à mesure que l'altitude augmente. Pour les cas parisiens, des cristaux de glace viennent compléter ce profil aux plus hautes altitudes. Cependant cette dernière association peut dépendre soit de la région d'étude, soit plus vraisemblablement du radar employé pour l'observation de ces systèmes (Trappes : bande C et Nîmes : bande S). Notons tout de même que ce « profil microphysique type » se retrouve généralement lorsque les répartitions sont détaillées par quart d'heure. Les répartitions globales sont donc bien représentatives des événements considérés.

Enfin, des relations linéaires entre taux de CG et divers paramètres liés à la microphysique glacée ont été obtenues. Les résultats les plus satisfaisants concernent les relations entre les paramètres dépendant de la glace précipitante (masse ou flux de masse) et nombre de CG par ZO. Bien que celles-ci puissent être relativement différentes d'une région à l'autre, notamment entre taux de CG et masse de glace précipitante ou entre taux de CG et produit des flux de masse de glace, elles peuvent également s'avérer relativement similaires, spécialement entre taux de CG et flux de masse de glace précipitante (fait plutôt intéressant pour l'utilisation de cette relation dans le but de restituer l'un ou l'autre des paramètres par exemple).

5 Etude d'un cas isolé : le cas HyMeX (6-7-8 sept. 2010)

Ce chapitre va être consacré dans son intégralité à l'étude individuelle de l'événement des 6, 7 et 8 septembre 2010 s'étant produit dans le Sud-Est de la France. Ce cas est en effet particulier car il s'agit d'un des premiers cas considéré comme représentatif de la campagne Hymex, par sa localisation et son intensité remarquable (deuxième cas le plus intense du point de vue électrique sur le département du Gard en 20 ans, source : Météorage). De plus, nous disposons d'un second jeu de données polarimétriques pour la réalisation de l'étude. La première partie du chapitre regroupe l'étude des liens entre éclair et paramètres issus des réflectivités radar. Elle sera suivie par une partie regroupant l'étude des relations entre éclairs et microphysique, qui sera effectuée sur la base des données restituées par le radar de Nîmes (bande S) et de Montclar (bande C). Suite à cela, une comparaison des données issues de ces deux radars sera effectuée afin d'évaluer l'impact que les instruments peuvent avoir sur les relations établies. Enfin les résultats d'un test sur une nouvelle définition des ZO, appliquée pour ce cas d'étude, seront présentés.

5.1 Vue d'ensemble de l'événement

Cet épisode orageux, qui a engendré d'importants cumuls de précipitations, s'est déroulé entre le 06/09/10 1500 UTC et le 08/09/10 0430 UTC (cf. section 2.2.2). Les évolutions temporelles des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ (en jaune) et à 50 dBZ (en orange), ainsi que celle de l'activité CG (courbe bleue), sont représentées sur la figure 5.1.

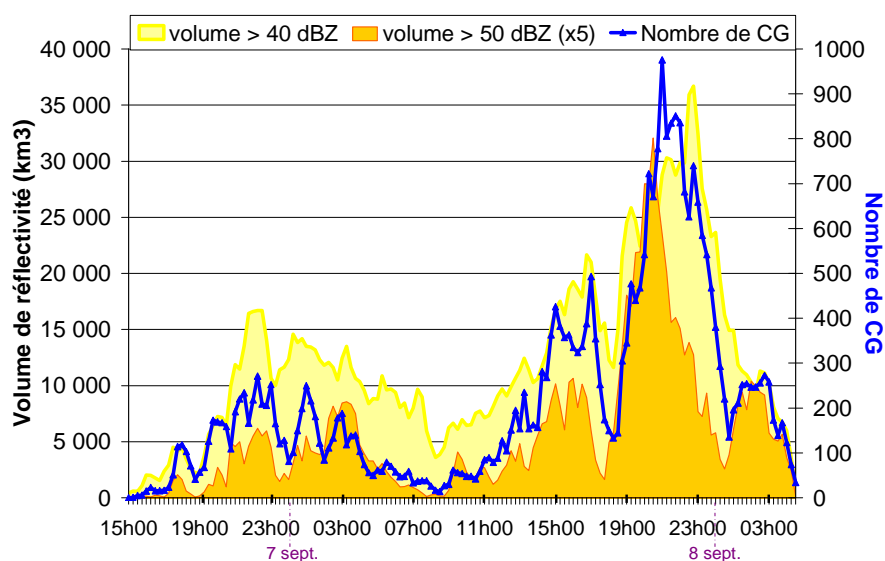


Figure 5.1 : Evolution temporelle des réflectivités supérieures à 40 (surface jaune) et à 50 dBZ (surface orange, multipliée par 5 pour la représentation) et du nombre de CG par quart d'heure (courbe bleue) entre le 6/09/10 – 1500 UTC et le 8/09/10 – 0430 UTC.

En ce qui concerne cet événement, une tendance générale apparaît entre l'évolution des volumes de forte réflectivité et l'activité CG, qui semblent plutôt bien correspondre. En effet les fortes augmentations de volume de forte réflectivité semblent précéder ou se produire simultanément avec les augmentations du nombre de CG (par quart d'heure). La figure 5.2 corrobore cette observation en montrant (comme pour les autres événements) une co-localisation entre les CG et les plus fortes réflectivités.

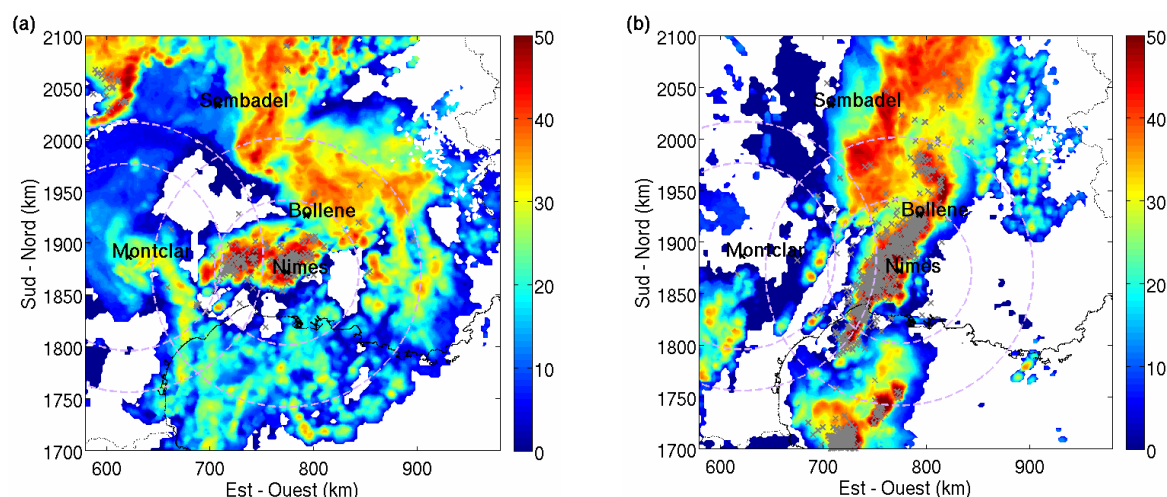


Figure 5.2 : Réflectivité radar à 2500 m le 7/09/2010 : (a) à 0100 UTC, (b) à 2100 UTC. Les CG sont superposés aux réflectivités et représentés par les croix grises.

5.2 Etude des relations entre réflectivité et CG

L'étude des réflectivités pour ce cas a été un peu moins détaillée que pour les autres événements, les tendances générales semblant se répéter autant pour les cas parisiens (cf. partie 4.1.2) que pour ceux du Sud-Est (cf. partie 4.2.2). Ainsi les proportions en volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ associée aux CG n'ont pas été calculées, l'évolution temporelle des volumes de forte réflectivité montrant déjà une bonne correspondance entre ces derniers et les CG.

5.2.1 Profils verticaux des maxima de réflectivité et activité CG

L'évolution temporelle des maxima de réflectivité a été comparée à l'activité CG. Elle est représentée sur la figure 5.3, la courbe bleue représentant l'évolution temporelle du nombre de CG par quart d'heure.

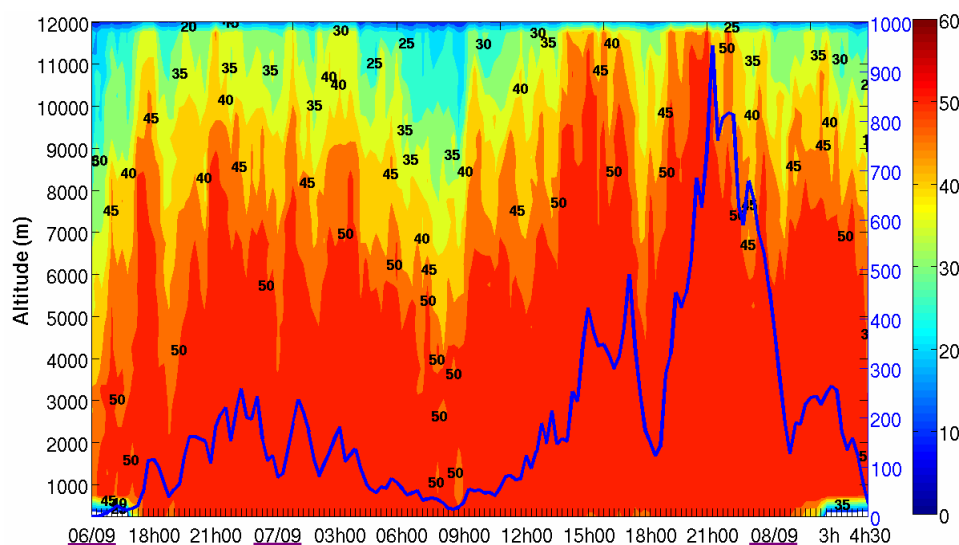


Figure 5.3 : Evolution temporelle des maxima de réflectivité et du nombre de CG (courbe bleue) sur l'ensemble des ZO comprises dans le domaine d'étude. Les dates des jours considérés sont indiquées à 0000 UTC pour le 7 et le 8, et à 1500 UTC le 6 (heure de début de l'événement).

De la même façon que sur les cas déjà observés une tendance générale apparaît entre développement vertical des fortes réflectivités et évolution de l'activité CG. On peut même

voir apparaître deux périodes dans l'événement de part et d'autre de 0900 UTC le 7/09/10. Une première période avec une extension verticale modérée pour les réflectivités supérieures à 50 dBZ, et avec une intensité CG moindre. Les ZO sont en règle générale de taille moyenne et les cœurs convectifs, bien que pouvant être très concentrés dans les ZO, ne s'organisent pas assez pour former de grande zone de convection. La seconde période se distingue par une importante extension verticale des réflectivités supérieures à 50 dBZ correspondant à une très forte augmentation de l'activité CG. Cette dernière période correspond à une organisation progressive des systèmes convectifs se développant dans le domaine.

Comme on peut le voir sur la figure 5.2, l'épisode est caractérisé par une organisation complexe. Les ZO ne se forment pas forcément dans le domaine, et fusionnent très souvent. Définir le début et la fin d'une ZO isolée est donc assez difficile. Ceci n'a pas pu être réalisé pour les ZO les plus productives de CG. Nous avons donc isolé une ZO le 6/09/10 entre 1500 et 2215 UTC. Celle-ci naît progressivement dans la région de Montclar, tout en se déplaçant vers l'est/nord-est. La convection s'y organise autour de 1700 UTC sous la forme d'un amas convectif. L'intensité de la ZO décline vers 1900 UTC. Sa rencontre avec les premières pentes du massif alpin au nord-est de Bollène vers 2015 UTC va favoriser un léger regain de la convection accompagnée d'une faible productivité de CG. L'évolution temporelle des maxima de réflectivité et de l'activité d'éclair a été réalisée pour cette ZO et est représentée sur la figure 5.4a. Les réflectivités à 5000 m (comprises dans les ZO) sont représentées sur la figure 5.4b où la ZO suivie est entourée en rouge. Lors du développement des réflectivités supérieures à 50 dBZ, on observe bien une augmentation de la production de CG, dont les maxima sont observés lorsque les plus fortes réflectivités atteignent la surface. Ceci souligne à nouveau le lien entre forte précipitation et CG. Il est également possible de constater pour cette ZO, une bonne correspondance entre l'extension verticale des fortes réflectivités et le taux de CG.

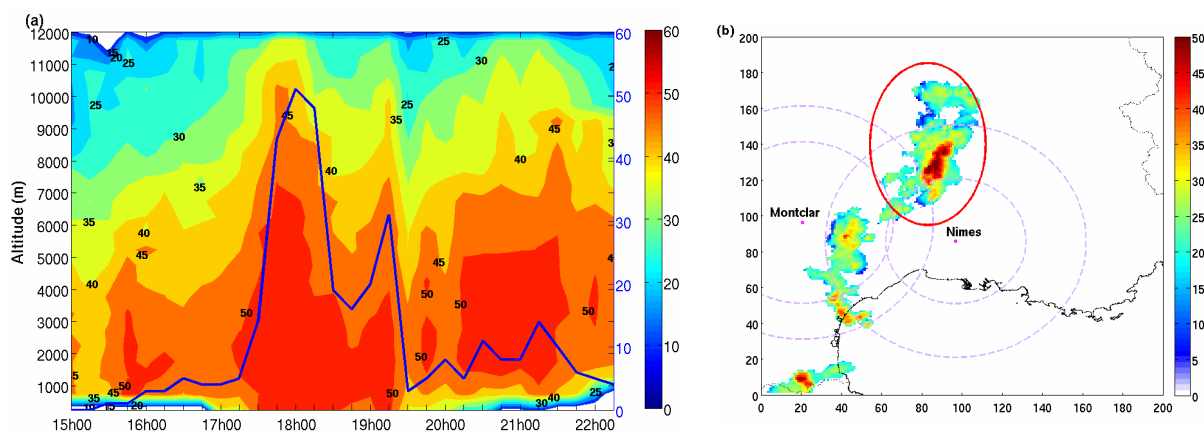


Figure 5.4 : (a) Évolution temporelle des maxima de réflectivité et du nombre de CG (courbe bleue) pour une ZO suivie individuellement le 6/09/10 entre 1500 et 2215 UTC. (b) Réflectivité (dans les ZO) à 5000 m le 6/09/10 à 1800 UTC : la ZO suivie est entourée en rouge.

5.2.2 Comparaison entre forte réflectivité et CG par zone orageuse

Afin d'établir une relation quantifiable entre forte réflectivité et taux d'éclair, la comparaison entre volume de forte réflectivité et nombre de CG a été réalisée pour chaque ZO. Ceci permet d'obtenir la figure 5.5 sur laquelle est représenté (pour chaque ZO) le nombre de CG par quart d'heure en fonction du volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ. On constate que la régression linéaire est proche du comportement général et que ces paramètres sont bien corrélés ($R = 0,94$).

Pour cet événement, même si ce ne sont pas les ZO les plus grandes qui produisent les plus forts taux de CG et les plus forts volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ, les ZO qui en sont à l'origine sont quand même de grande taille. La majorité des points rouges/oranges en haut à droite de la figure 5.5 correspondent à une même ZO à différents moments de son activité. Cette ZO correspond à la plus forte activité observée dans le domaine et est visible sur la figure 5.2b. Il s'agit en fait de plusieurs ZO qui se sont regroupées et organisées afin de former la ligne convective que l'on observe. Etant donné la taille de la ZO, le fait que le volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ stagne alors que la production de CG augmente (points en haut à droite de la figure 5.5) peut être dû au fait que les fortes réflectivités occupent déjà une bonne partie de la ZO et se trouvent dans une configuration très favorable à la production de CG. Etant donné que les réflectivités supérieures à 50 dBZ sont très développées sur la verticale (cf. figure 5.3) cela peut correspondre à de fortes pluies en surface, et du grapel présent même à très haute altitude. Le grapel étant étendu sur l'ensemble de la colonne, les chocs avec les cristaux de glace sont favorisés et par conséquent l'électrification du nuage et la production de CG également.

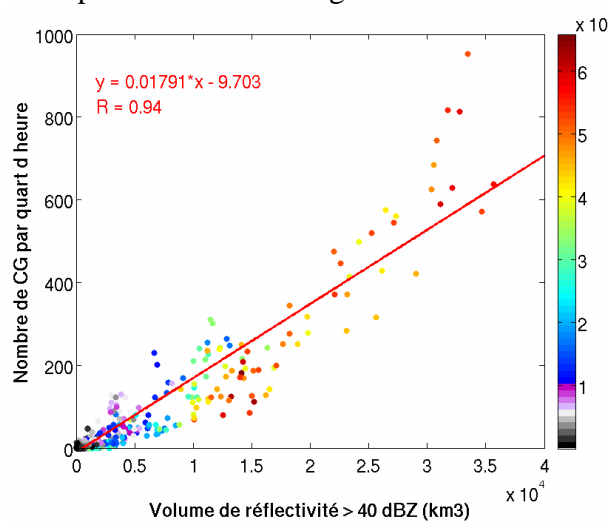


Figure 5.5 : Nombre de CG en fonction du volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ (pour chaque ZO). La droite rouge correspond à la régression linéaire. L'échelle de couleur représente le volume total de chaque ZO (en km^3).

Sur ce cas d'étude, la comparaison entre taux de CG et surface ou volume de forte réflectivité a également été testée pour différents seuils de réflectivité (30 et 50 dBZ). Comme pour les cas parisiens, la meilleure corrélation obtenue est entre taux de CG et les volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ, suivie par celle avec les surfaces de réflectivité supérieure à 50 dBZ ($R = 0,91$). Les corrélations entre taux de CG et surface de réflectivité supérieure à 40 dBZ et taux de CG et volume de réflectivité supérieure à 50 dBZ donnent des coefficients un peu plus faibles ($R = 0,88$ et $0,89$, respectivement). Le passage du seuil de réflectivité à 30 dBZ donne des corrélations inférieures ($R = 0,77$ pour les surfaces et $0,84$ pour les volumes).

5.3 Etude des relations entre microphysique et CG

Dans la partie précédente, le lien entre forte réflectivité et taux de CG a été largement observé sur l'événement. L'étude microphysique a été réalisée par la suite sur la même base que les cas précédemment étudiés. Cependant pour cet événement, des jeux de données issus de deux radars polarimétriques (fonctionnant à des fréquences différentes) étaient disponibles. L'étude microphysique a donc été réalisée « en doublon » : une étude des relations entre la microphysique issue de Nîmes (avec une élévation maximale à $9,5^\circ$) et taux de CG, et une étude des relations entre la microphysique issue du radar de Montclar (élévation maximale :

7,5°) et taux de CG. La période de l'événement étudiée s'étend du 06/09/10 - 1500 UTC au 7/09/10 - 2345 UTC.

Dans un premier temps l'association entre répartition verticale de la microphysique et production de CG sera examinée. L'étude des relations quantifiables entre masse (et flux de masse) de glace et taux de CG sera réalisée dans un second temps.

5.3.1 Répartition globale de la microphysique

La répartition verticale de la microphysique présente dans les ZO durant toute la durée de l'événement a été réalisée pour chaque radar (dans les cylindres creux centrés sur chacun d'eux). Ces répartitions (exprimées en pourcentage par altitude) sont représentées sur la figure 5.6a pour le radar de Montclar et 5.6b pour le radar de Nîmes.

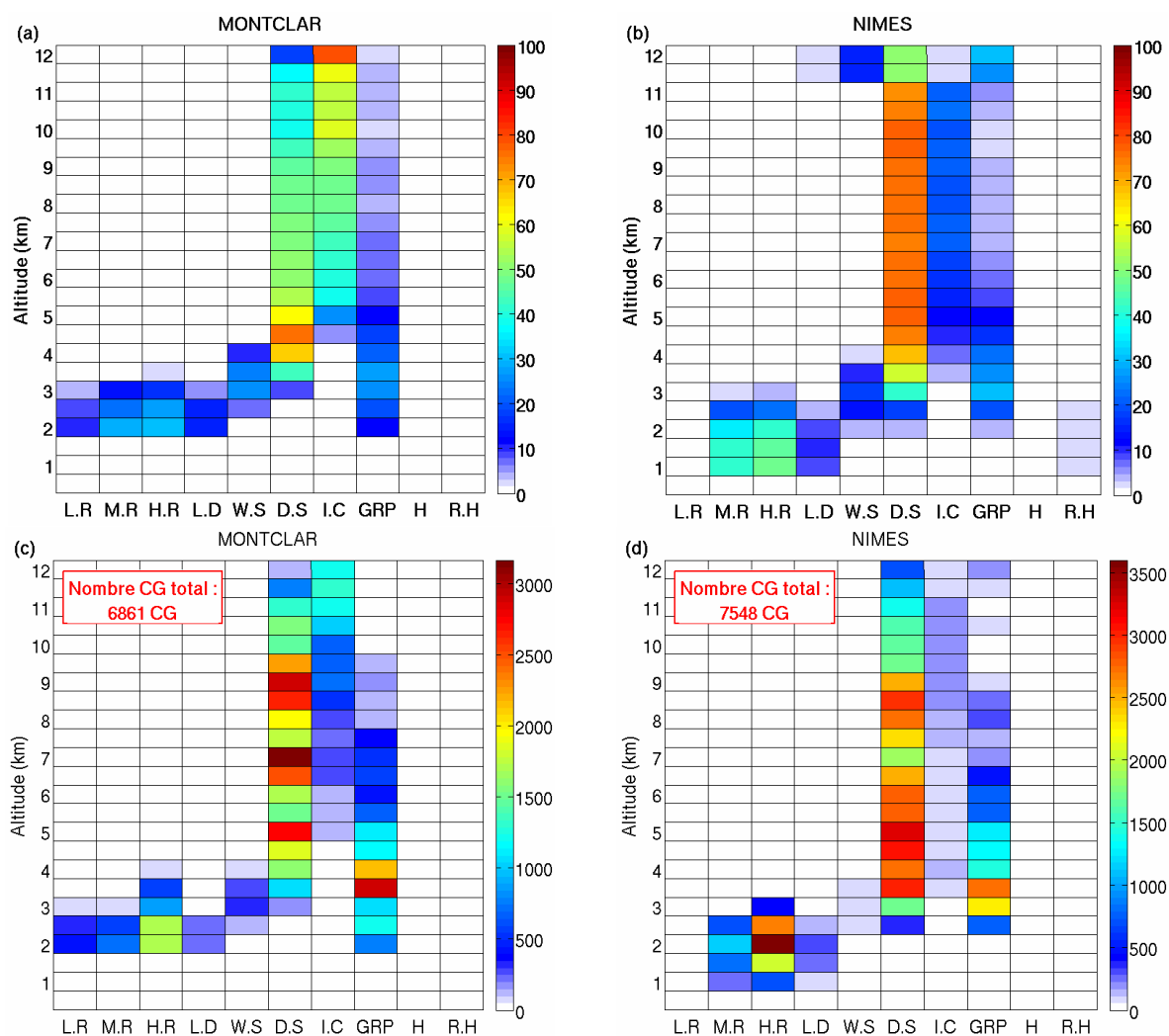


Figure 5.6 : Haut : Répartition verticale de la microphysique (exprimée en pourcentage) (a) issue de Montclar, (b) issue de Nîmes. Bas : Espèces microphysiques majoritairement associées aux CG (exprimées en nombre de CG) pour (c) les données issues du radar de Montclar, (d) les données issues du radar de Nîmes. Le nombre de CG total pris en compte (sur toute la durée de l'événement) est indiqué sur les figures.

Si l'on considère dans un premier temps ces figures indépendamment l'une de l'autre, on peut constater que pour le radar de Nîmes (figure 5.6b), la pluie modérée et forte (M.R et H.R) domine les espèces microphysiques présentes en dessous de 2000 m. La neige sèche (D.S) est très présente à partir de 3000 m et reste l'espèce majoritaire jusqu'à 12000 m au détriment des cristaux de glace (I.C) dont la proportion n'excède pas 30 %. Le graupel (GRP)

est réparti de façon inhomogène : celui-ci est présent en quantité relativement significative autour de 3000 m (près de 30 %), et à très haute altitude (11500 et 12000 m). Entre 5500 et 11000 m, il représente moins de 10 % des données. Cependant il est encore plus surprenant d'observer des hydrométéores liquides (grosses gouttes, L.D) ou avec contenu en eau très important (neige mouillée, W.S) à très haute altitude (11500 et 12000 m). Le mélange pluie et grêle (R.H) est présent en faible quantité entre 1000 et 2500 m. L'absence totale (ou la quantité insignifiante) de pluie faible (L.R) peut également être relevée.

Si l'on s'intéresse maintenant à la répartition verticale des espèces microphysiques restituées par le radar de Montclar (figure 5.6a), on observe que les espèces à basse altitude sont relativement bien réparties (entre 10 et 30 %) pour chaque espèce, et que la grêle est absente (ou présente en très faible quantité). La neige sèche devient majoritaire à 3500 m jusqu'à 7000 m environ. Au-dessus, elle est présente en quantité relativement homogène par rapport aux cristaux de glace, qui deviennent majoritaires autour de 10000 m. Comme dans le cas du radar de Nîmes, le graupel est présent en quantité non négligeable autour de 3000 m (environ 30 %). Sa présence perdure avec l'augmentation de l'altitude, tout en devenant de moins en moins importante.

Nous avons tenté un découpage de la période temporelle afin d'identifier si les « anomalies » potentielles (présence de microphysique liquide) restituées par le radar de Nîmes étaient éventuellement dues à un dysfonctionnement ou à des conditions particulières au niveau du radar à un moment précis. Il ne semble pas que cela soit causé par des pas de temps spécifiques. Nous avons ensuite isolé la période totale considérée comme appartenant à l'événement pour la journée du 6/09/10, à savoir entre 1500 et 2345 UTC (figure 5.7a). Le phénomène est même amplifié. La présence de pluie modérée et de pluie forte apparaît à 11500 m. Après avoir isolé d'autres périodes il semble que ce phénomène soit plus marqué lorsque le radar se trouve sous de fortes pluies.

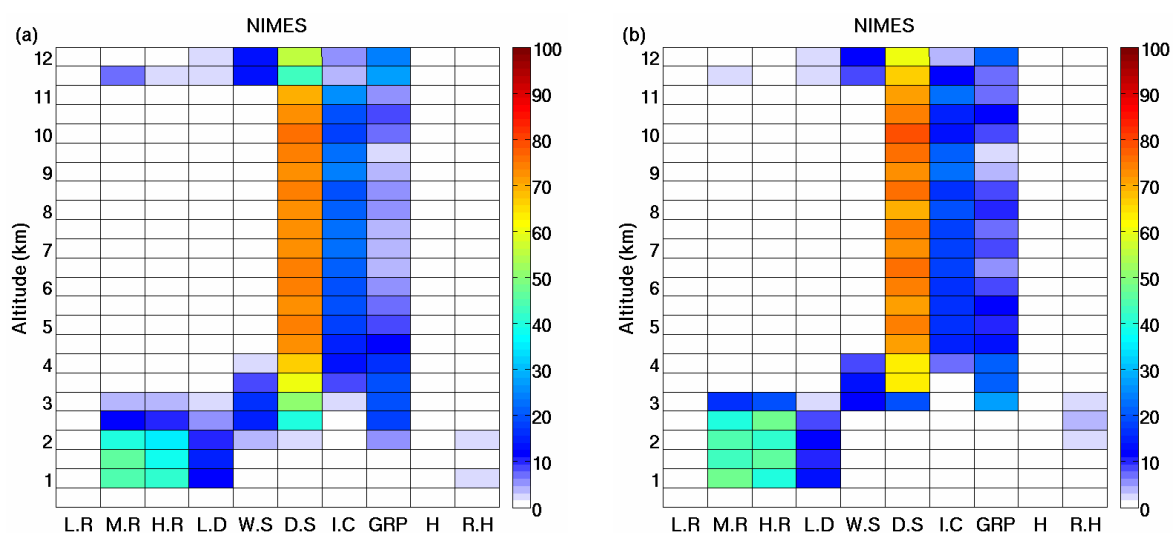


Figure 5.7 : Répartition verticale de la microphysique restituée par le radar de Nîmes (exprimée en pourcentage) pour la journée du 6/09/10 : (a) entre 1500 et 2345 UTC, (b) entre 1500 et 1845 UTC : période avec pas ou peu de précipitation sur le radar de Nîmes.

Cependant en isolant deux périodes avec peu ou pas de précipitation au-dessus du radar, il s'est avéré que dans un cas, ce phénomène se produisait également (figure 5.7b). Deux explications pourraient être avancées : un défaut dans l'algorithme d'identification des hydrométéores, ou un biais lié au radar lui-même qui serait provoqué par la présence d'une couche d'eau trop importante sur le radar. Cependant, cette dernière hypothèse ne semble pas tenir au regard des résultats de la figure 5.7b. On peut également noter que ce phénomène n'apparaît pas pour les cas du Sud-Est s'étant produits en 2009. A notre connaissance, la seule

différence réside dans le passage ou non du radar par l'élévation $9,5^\circ$. L'explication pourrait donc être un mauvais fonctionnement du radar à cette élévation.

Des différences sont donc observées entre les données restituées par les deux radars. Celui de Nîmes (bande S) semble favoriser la neige sèche par rapport aux cristaux de glace, ce qui était également observé pour les cas de 2009. De plus les particules de grande taille, apparaissent relativement présentes : la pluie forte (et modérée), le graupel et la grêle. Le radar de Montclar (bande C) semble quant à lui restituer une répartition plus « homogène » et similaire aux événements parisiens (basés sur le radar de Trappes, fonctionnant en bande C). Ces différences peuvent être dues à l'algorithme d'identification des catégories d'hydrométéores. Celui utilisé pour le radar de Nîmes pourrait éventuellement restituer trop de neige sèche. De plus la présence suspecte d'hydrométéore liquide à forte altitude pose également problème. Un travail sur l'amélioration de cet algorithme est d'ailleurs réalisé à Météo France.

5.3.2 Identification des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG

L'association entre les espèces microphysiques (restituées par chacun des deux radars) et les CG a ensuite été réalisée. La répartition verticale des espèces majoritairement présentes autour des CG est représentée sur les figures 5.6c,d, et exprimée en nombre de CG.

On peut constater en regardant ces deux figures qu'elles sont assez semblables si l'on regarde la tendance générale. Les espèces microphysiques associées aux CG mises en exergue par ces deux répartitions sont la pluie forte autour de 2000 m, le graupel entre 3000 et 4000 m, et la neige sèche entre 4000 m et grosso modo 11000 m. Ceci tend à prouver que ces espèces sont bien associées aux CG, quelles que soient les ZO observées et les instruments utilisés pour les observer.

Cependant, à très haute altitude (11000 – 12000 m), on peut s'apercevoir que les cristaux de glace deviennent l'espèce majoritairement associée aux CG pour le radar de Montclar (figure 5.6c), ce qui n'est pas le cas pour le radar de Nîmes (figure 5.6d), où les espèces majoritairement associées aux CG sont la neige sèche et le graupel. En ce qui concerne cette dernière catégorie, elle n'est plus (ou en quantité négligeable) associée aux CG au-dessus de 9000 m.

Malgré les différences apparentes entre les résultats issus des deux radars, les espèces identifiées comme majoritairement associées aux CG sont les mêmes que celles qui avaient été identifiées pour les cas 2009, que ce soit sur la région parisienne ou dans le Sud-Est.

Un test a été réalisé lors de cette étude sur l'association de la microphysique avec différents types de CG. La différenciation a d'abord été effectuée au niveau de la polarité des CG, et l'association a été réalisée à l'aide des jeux de données de chaque radar. Que ce soit pour Montclar ou Nîmes, aucune différence notable n'est observée au niveau des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG+ ou aux CG-. Le profil vertical dominant est toujours constitué de forte pluie à basse altitude, suivi de graupel, puis de neige sèche (avec des cristaux de glace majoritairement présents aux hautes altitudes pour Montclar). La deuxième différenciation qui a été effectuée au niveau des CG est un filtre selon leur pic de courant, pour les CG+ et les CG- séparément. Nous avons dans un premier temps considéré les CG de faible intensité (inférieure à 10 kA, en valeur absolue). Les mêmes observations que précédemment sont faites, et aucune différence notable n'apparaît en comparaison avec la distribution globale. Dans un deuxième temps, les CG de fort pic de courant (supérieur à 70 kA) ont été sélectionnés. La répartition générale de la microphysique associée ne semble pas modifiée pour les CG- de forte intensité. Cependant, la microphysique associée aux CG+ de forte intensité semble se différencier du profil général. Les figures correspondantes sont présentées sur la figure 5.8a pour Montclar et 5.8b pour Nîmes. A basse altitude, la pluie forte n'apparaît plus comme majoritaire, au profit de la pluie faible (pour Montclar) et de la pluie

modérée (pour Nîmes). De plus, on peut noter pour le radar de Nîmes que le graupel n'est plus majoritaire nulle part, remplacé par de la neige sèche. La faible association avec le graupel, et le passage à un régime de pluie moins soutenue, peut laisser envisager que les CG+ de forte intensité sont associés à la partie stratiforme des ZO, plutôt qu'à leur partie convective. Ceci semble confirmé par les résultats d'études antérieures qui ont montré que les CG+ ont tendance à se produire dans les parties stratiformes des orages (Rutledge et MacGorman, 1988) dans le cas d'une structure tripolaire « classique » (cf. section 1.3.3) et à être de plus forte intensité que les CG- (Orville et al., 2011) (CG moins fréquents donc plus de temps d'accumulation pour la charge électrique).

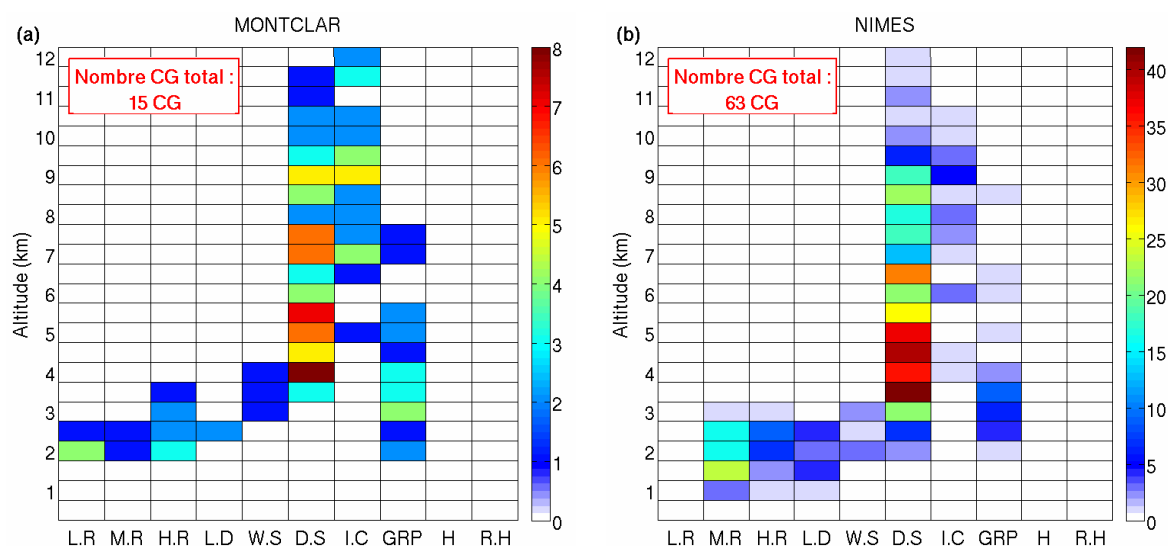


Figure 5.8 : Répartition verticale de la microphysique majoritairement associée aux CG+ d'intensité supérieure à 70 kA (exprimée en nombre de CG) pour (a) Montclar (15 CG) et (b) Nîmes (63 CG).

Cependant cette étude devrait être poursuivie sur des jeux de données plus importants, le nombre de CG+ avec une intensité supérieure à 70 kA considéré est faible, que ce soit en considérant les données de Montclar ou de Nîmes. De plus, les seuils d'intensité ont été définis arbitrairement et mériteraient sans doute d'être testés afin de voir si des comportements plus marqués peuvent apparaître.

5.3.3 Relations entre masses de glace et taux de CG

De la même façon que précédemment, nous sommes passés à une vision par ZO afin d'obtenir des relations quantifiables entre taux de CG et microphysique. Les calculs ont également été réalisés sur les deux jeux de données distincts issus des deux radars.

Dans un premier temps nous nous sommes intéressés aux corrélations entre masse de glace (précipitante et non précipitante) et nombre de CG par ZO. Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 5.9 pour le radar de Nîmes et 5.10 pour le radar de Montclar. Dans les deux cas, on observe que la régression linéaire définit plutôt bien la relation entre masse de glace précipitante et taux de CG (figures 5.9a et 5.10a). Les coefficients de corrélation sont relativement proches : 0,86 pour Nîmes et 0,9 pour Montclar. La dispersion est un peu plus présente dans le cas de Nîmes. En ce qui concerne la masse de glace non précipitante (figures 5.9b et 5.10b), la différence est plus importante. La régression linéaire donne un résultat plutôt satisfaisant à partir des données issues du radar de Montclar avec un coefficient de corrélation associé $R = 0,84$. Par contre dans le cas du radar de Nîmes, la dispersion est importante avec un coefficient $R = 0,71$.

Les valeurs de masse de glace obtenues à partir des données restituées par le radar de Nîmes (et les nombres de CG associés) sont plus grandes. Deux raisons principales peuvent être évoquées : la taille des cylindres creux, le rayon interne de celui de Montclar fait 20 km de moins que celui de Nîmes. La deuxième explication pourrait être le fait que les systèmes orageux observés peuvent être les mêmes mais à des stades d'évolution différents: les systèmes se déplaçant globalement d'ouest en est, ils peuvent engendrer des valeurs fortes lors de leurs passages sur Nîmes, alors qu'à un stade de développement antérieur, ils pouvaient être moins développés (passage au-dessus de Montclar).

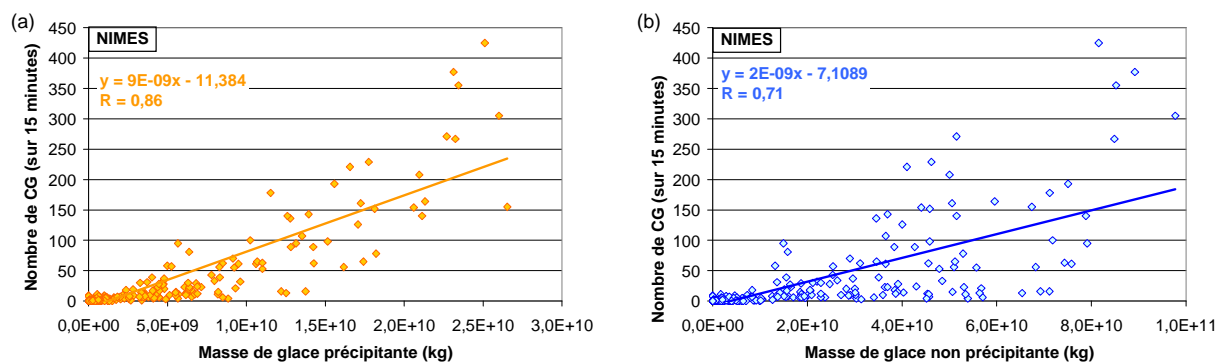


Figure 5.9 : Pour les ZO comprises dans le cylindre creux (70 – 130 km) centré sur le radar de Nîmes : (a) nombre de CG versus masse de glace précipitante, (b) nombre de CG versus masse de glace non précipitante.

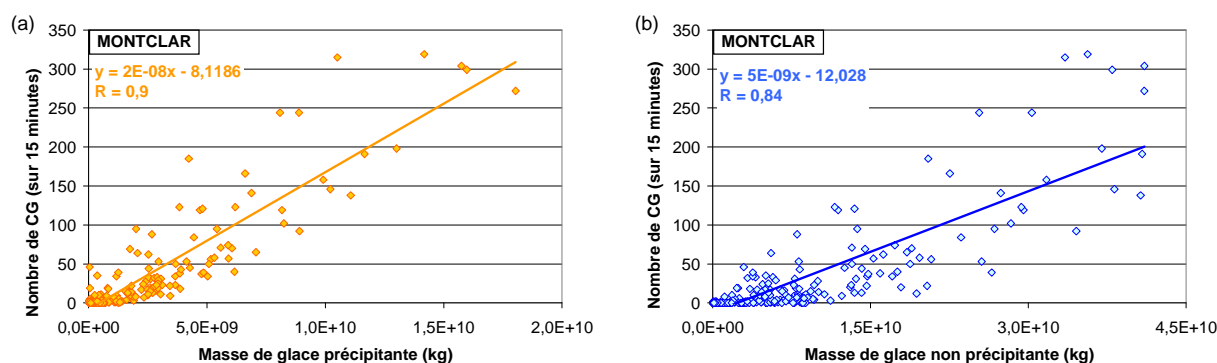


Figure 5.10 : Pour les ZO comprises dans le cylindre creux (90 – 130 km) centré sur le radar de Montclar : (a) nombre de CG versus masse de glace précipitante, (b) nombre de CG versus masse de glace non précipitante.

Cette dernière hypothèse peut également contribuer à expliquer les différences obtenues en terme de corrélation entre masses de glace et taux de CG. Si les ZO n'en sont pas au même stade de développement la microphysique présente sera différente, de même que leur structure électrique et donc la production de CG.

5.3.4 Relation entre flux de masse de glace et taux de CG

Par la suite, les relations entre flux de masse de glace (précipitante et non précipitante) et nombre de CG ont été également étudiées par ZO et pour chacun des deux radars. Les résultats obtenus sont présentés sur la figure 5.11 pour Nîmes et 5.12 pour Montclar.

La régression linéaire entre taux de CG et flux de masse de glace précipitante est relativement satisfaisante pour le radar de Nîmes, avec un coefficient de corrélation $R = 0,8$ (figure 5.11a). Cependant elle est meilleure dans le cas du radar de Montclar (figure 5.12a), pour lequel la dispersion est moins importante ($R = 0,89$), avec un coefficient directeur équivalent au double de celui trouvé pour le radar de Nîmes. Ce qui signifie qu'à flux de

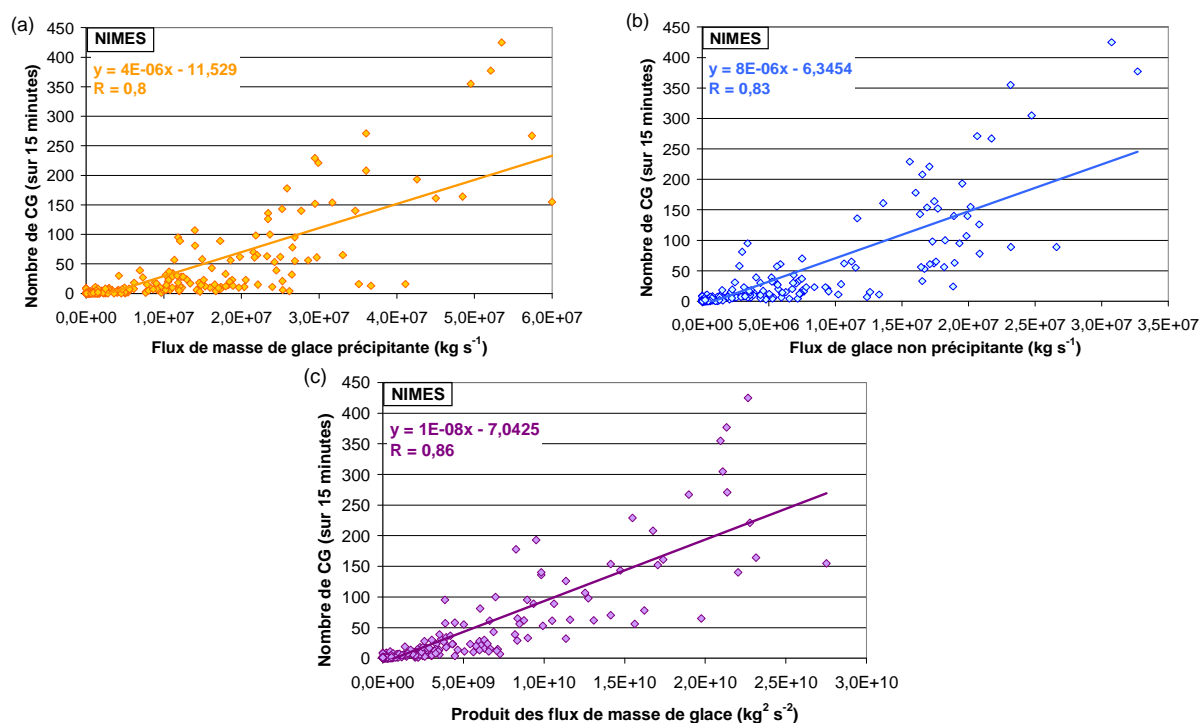


Figure 5.11 : Pour les ZO comprises dans le cylindre creux (70 – 130 km) centré sur le radar de Nîmes : (a) Nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG versus flux de masse de glace non précipitante. (c) Nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante.

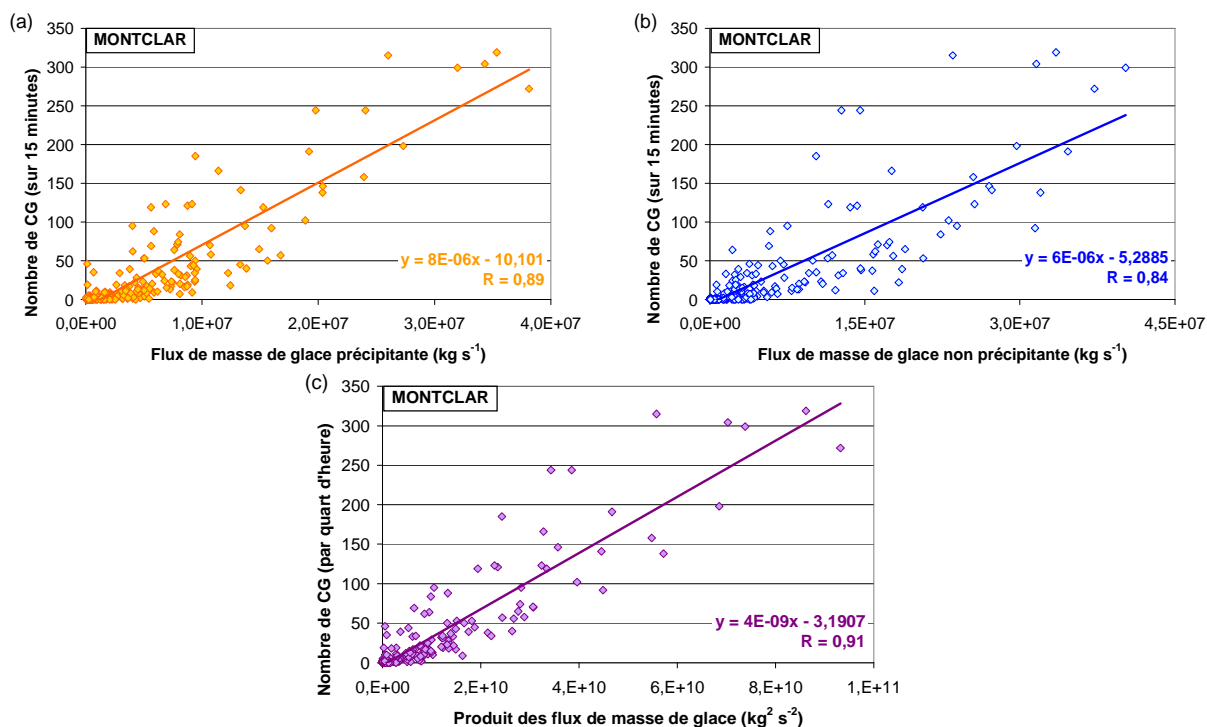


Figure 5.12 : Pour les ZO comprises dans le cylindre creux (90 – 130 km) centré sur le radar de Montclar : (a) Nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG versus flux de masse de glace non précipitante. (c) Nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante.

masse de glace précipitante équivalent, les ZO (ou parties de ZO) traversant le cylindre creux du radar de Montclar produisent plus de CG. Etant donné qu'il s'agit de résultats obtenus à partir de l'observation du même événement, cette différence peut être due aux caractéristiques techniques du radar de Montclar (bande C) dont le signal est plus facilement atténué par les précipitations ou les grosses particules, conduisant à une sous-estimation de la glace précipitante. Cette hypothèse peut être soutenue par les figures 5.9a et 5.10a, qui permettent de constater que les masses de glace précipitante restituées par le radar de Montclar sont inférieures à celles restituées par le radar de Nîmes. En plus d'être induite par l'atténuation, cette sous-estimation peut être renforcée par la géométrie du domaine considéré (cylindre creux centré sur Montclar plus petit et non compris totalement dans le domaine).

Par contre en ce qui concerne les relations entre taux de CG et flux de masse de glace non précipitante (figures 5.11b et 5.12b), on peut constater qu'elles sont très proches et que les coefficients de corrélation linéaire associés le sont également (0,83 pour Nîmes, 0,84 pour Montclar). Ceci pourrait être expliqué :

- soit par des quantités de glace non précipitante équivalentes observées par les deux radars mais cette explication est infirmée par les figures 5.9b et 5.10b ;
- soit par le fait que la prise en compte de la vitesse verticale des particules par rapport au sol, i.e. cas de la glace non précipitante ascendante, soit plus adaptée pour la comparaison à l'activité CG.

En ce qui concerne les relations entre produits des flux de glace (figure 5.11c et 5.12c), c'est encore pour le radar de Montclar que la relation est la meilleure avec un coefficient de corrélation de 0,91, contre 0,86 pour Nîmes, et des coefficients directeurs différents de plus d'un ordre de grandeur. Il semble donc que l'on obtienne une meilleure co-localisation des deux flux de glace à partir des données du radar de Montclar. A ce stade de l'étude, fournir une explication à cette observation semble difficile.

D'une manière générale les relations déduites du jeu de données issues du radar de Montclar semblent donc meilleures, malgré une zone de prise en compte des données plus restreinte : le volume cylindrique est plus petit (rayon interne de 90 km au lieu de 70 km) et n'est pas compris en entier dans le domaine.

5.3.5 Evaluation de la variabilité des relations étudiées

Nous avons profité du traitement d'un événement isolé afin de nous intéresser à la variabilité des relations étudiées, notamment à celle de la relation entre CG et produit des flux de masse de glace, et aux incertitudes intervenant dans le calcul. Les tests ont été réalisés à partir des données du radar de Nîmes, la quantité de données disponibles étant plus importante (cylindre creux plus grand et compris en entier dans le domaine).

Si l'on simplifie l'expression du flux de masse de glace (sans prise en compte des interpolations), il peut être écrit comme :

$$F = IWC \times |w-v_t| \times s$$

où s est la surface d'une maille cartésienne, déterminée sans incertitude.

Les principales sources d'erreur intervenant dans ce calcul sont donc le contenu en glace (IWC), la vitesse de chute terminale des hydrométéores (v_t) et la vitesse verticale de l'air (w).

5.3.5.1 Variabilité du contenu en glace (IWC)

Les IWC sont calculés sur la base de relations radar empiriques, appelées lois $Z-M$, les reliant à la réflectivité radar (Z). A défaut d'avoir à disposition des lois déduites pour chacun des radars utilisés, les lois que nous utilisons sont les mêmes que celles employées dans l'étude de Deierling et al. (2008). Afin d'évaluer la variabilité des IWC , nous avons sélectionné dans l'ensemble des relations listées dans les travaux de Deierling et al. (2008)

celles qui se rapportaient à des événements convectifs et qui restituait les valeurs d'IWC les plus différentes par rapport aux relations utilisées. Les relations retenues pour établir ces comparaisons sont listées dans le tableau 5.1. A l'aide de ces relations nous avons calculé pour chaque valeur de réflectivité quelles étaient les valeurs d'IWC restituées, ainsi que l'erreur relative associée pour chacun des trois types d'hydrométéores.

Type d'hydrométéore	Relations $Z(\text{mm}^6 \text{m}^{-3}) - M(\text{g m}^{-3})$	Auteurs et cas étudié(s)
Graupel	$IWC = 0,001 \times Z^{0,712}$	Kajikawa et Kiba, 1978
Grêle et Mélange pluie et grêle	$IWC = 1,9 \cdot 10^{-4} \times Z^{0,67}$	Federer et Waldvogel, 1975 Orage multicellulaire suisse
Cristaux de glace et neige sèche	$IWC = 0,03 \times Z^{0,605}$	Herzogh et Hobbs, 1980 Nuage de glace fronts chauds

Tableau 5.1 : Relations Z-M utilisées pour tester la variabilité des IWC.

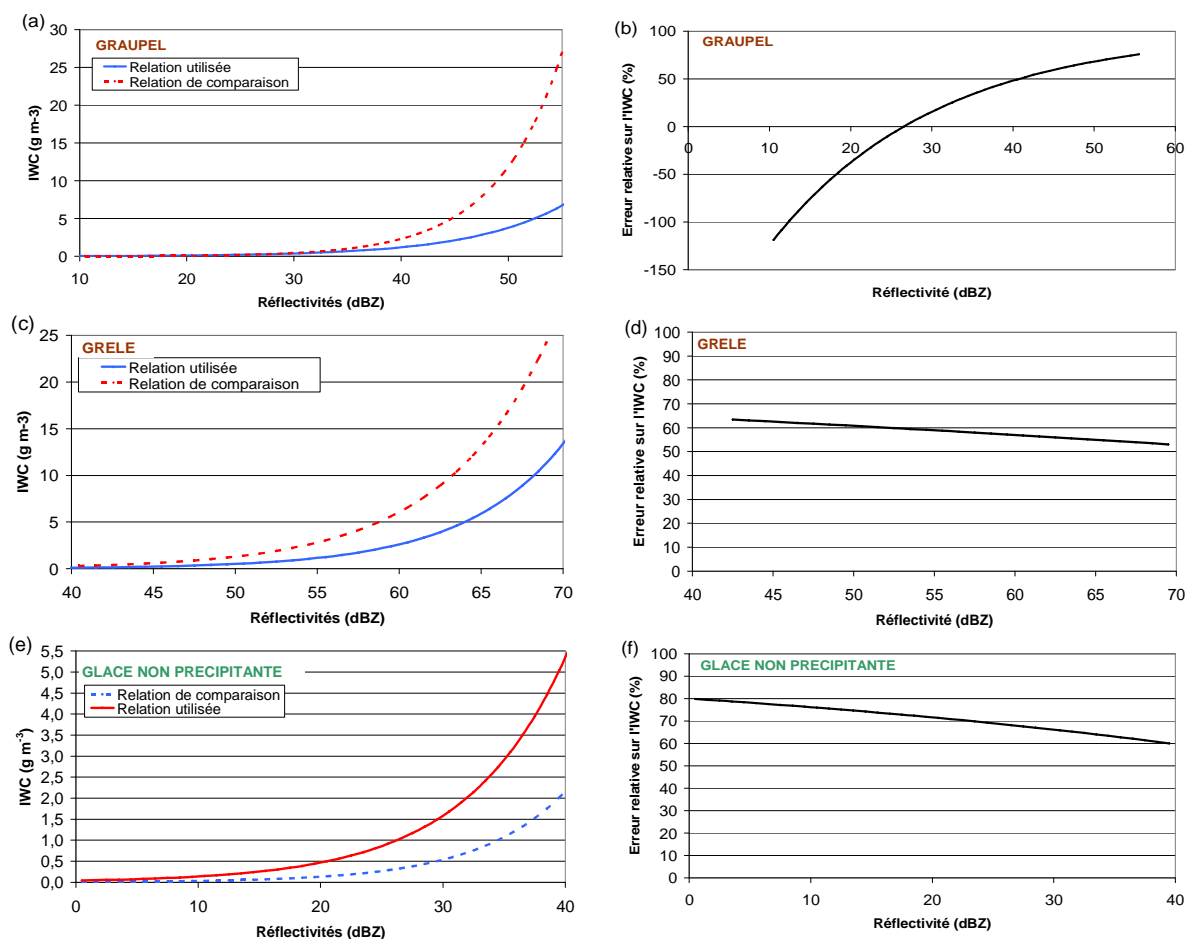


Figure 5.13 : A gauche : Valeurs d'IWC restituées en fonction de la réflectivité radar via des lois Z-M (a) pour le graupel, (c) pour la grêle, (e) pour la glace non précipitante (cristaux de glace et neige sèche). Les courbes en rouge (bleu) représentent les relations qui maximisent (minimisent) les valeurs d'IWC. Les courbes en trait plein (en pointillé) représentent les relations utilisées (de comparaison). A droite : Erreur relative commise sur l'IWC en fonction de la réflectivité : (b), (d), (f) : idem (a), (c), (e).

Les résultats sont présentés sur la figure 5.13, avec : à gauche les IWC restitués par chaque couple de relations (en trait plein les relations utilisées dans l'ensemble de l'étude, en

pointillé les relations retenues pour la comparaison) et à droite l'erreur relative correspondante. En rouge (bleu) sont représentées les relations qui maximisent (minimisent) les valeurs d'IWC. On s'aperçoit que pour le graupel et la grêle (glace précipitante), les relations utilisées sont celles qui minimisent les IWC, alors que pour la glace non précipitante, la relation utilisée maximise les IWC. Cependant ceci est relativement logique si l'on tient compte des capacités de détection des radars, notamment dans les zones convectives, où ils percevront plus facilement les grosses particules qui pourront masquer les plus petites.

En regardant les erreurs relatives (figures 5.13b, d, f) on s'aperçoit que celles-ci peuvent varier de 0 à 100 %, notamment pour le graupel, et sont comprises entre 50 et 70 % et 60 et 80 %, pour la grêle et la glace non précipitante, respectivement. L'incertitude entraînée par les contenus en glace dans les relations étudiées est donc loin d'être négligeable.

5.3.5.2 Variabilité de la vitesse terminale des hydrométéores (v_t)

De la même façon que pour les IWC, la vitesse terminale est calculée sur la base d'une relation radar empirique (loi en puissance $Z-v_t$), la reliant à la réflectivité radar (Z). La relation utilisée pour calculer la vitesse terminale au cours de l'étude est la même que celle employée par Deierling et al. (2008). Cependant, afin de pouvoir comparer les vitesses terminales restituées par cette relation à un autre ensemble de valeurs nous avons sélectionné une seconde relation, issue de la thèse de Virginie Marécal pour l'étude par radar Doppler de fronts froids durant la campagne FRONTS 87 entre la Bretagne et le sud de l'Angleterre. Les deux relations sont listées dans le tableau 5.2.

Relations $Z(\text{mm}^6 \text{m}^{-3}) - v_t(\text{m s}^{-1})$	Auteurs et cas étudié(s)
$v_t = 0,817 \times Z^{0,063}$	Marks et Houze, 1987
$v_t = 1,137 \times Z^{0,808}$	Marécal, 1992

Tableau 5.2 : Relations $Z-v_t$ utilisées pour tester la variabilité des vitesses terminales.

Les résultats obtenus à l'aide de ces deux relations ainsi que l'erreur relative associée sont représentés sur la figure 5.14. La relation que l'on utilise restitue des valeurs de vitesse terminale plus basses que la relation de comparaison (figure 5.14a). Concernant l'erreur relative (figure 5.14b), elle varie entre 40 et 90 % environ selon la réflectivité. Comme pour les IWC, l'incertitude entraînée pour le calcul de la vitesse terminale des hydrométéores est non négligeable.

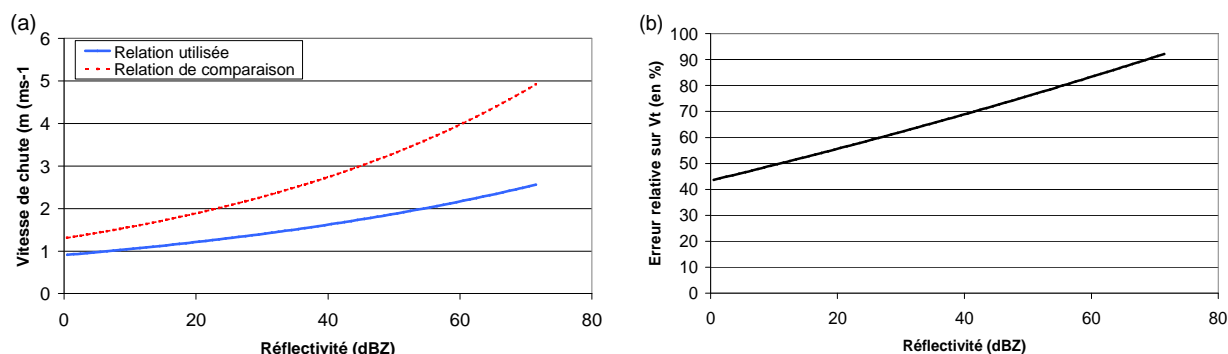


Figure 5.14 : (a) Vitesse terminale des hydrométéores en fonction de la réflectivité radar restituée par deux lois $Z-v_t$. La courbe en rouge (bleu) représente la relation qui maximise (minimise) les valeurs de v_t . La courbe en trait plein (en pointillé) représente la relation utilisée (de comparaison). (b): Erreur relative commise sur v_t en fonction de la réflectivité.

5.3.5.3 Variabilité due aux interpolations

L'interpolation des valeurs intervenant dans le calcul des flux entraîne un lissage des valeurs interpolées difficilement quantifiable en un laps de temps limité. Il faudrait calculer en chaque point l'incertitude associée à l'interpolation, qui dépend notamment du nombre de mesures prises en compte dans l'interpolation. Cependant, il est possible d'avoir une idée qualitative de ce lissage notamment en ce qui concerne la vitesse verticale de l'air (w).

En effet celle-ci fait partie des données disponibles en chaque maille cartésienne. Lors de la comparaison de la vitesse terminale des hydrométéores et de la vitesse verticale de l'air, cette dernière est interpolée pour être la plus représentative possible du point considéré. Si l'on s'intéresse aux distributions des valeurs de vitesse verticale avant et après interpolation pour le cas Hymex par exemple, représentées sur la figure 5.15, on constate bien un lissage des valeurs dû à l'interpolation (figure 5.15b) : la distribution est moins étendue dans les fortes valeurs, et le nombre de mesures (représenté par la plage de couleurs) de faible valeur est plus élevé. Il y a donc une incertitude existant sur les valeurs de vitesse verticale de l'air prises en compte dans le calcul des flux de masse de glace. Tester la méthode d'interpolation utilisée pourrait également permettre d'évaluer l'impact que cette technique a sur le calcul.

Une seconde phase d'interpolation intervient dans le calcul des flux : celle de la densité de flux de masse, qui est calculée en chaque point microphysique et ensuite interpolée dans chaque maille cartésienne. Elle aussi entraîne un lissage des valeurs et donc une incertitude sur les flux et donc le produit des flux restitué. Cette incertitude, non évaluée ici, doit être calculée en chaque maille puisque le nombre de mesures prises en compte dans l'interpolation change d'une maille à l'autre.

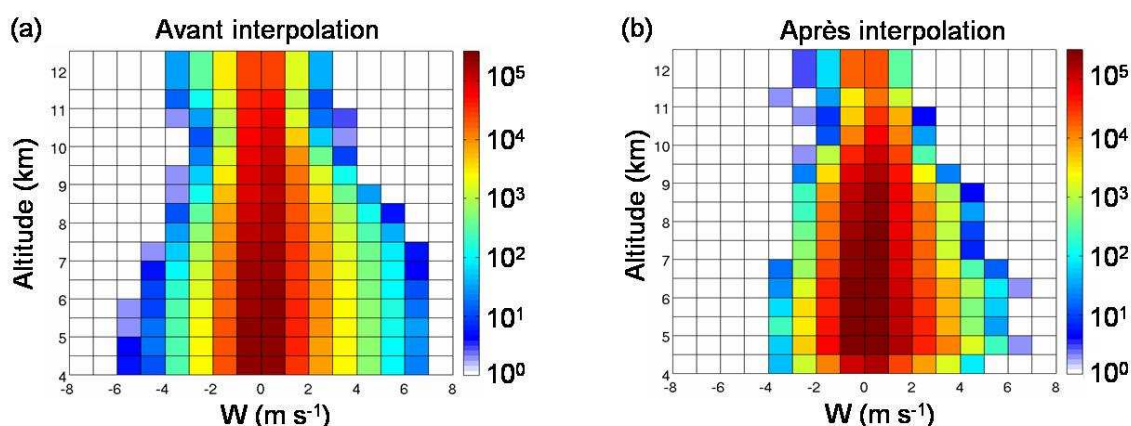


Figure 5.15 : Distribution verticale des valeurs de vitesse verticale de l'air par classe de $1 m.s^{-1}$ pour le cas Hymex : (a) avant interpolation, (b) après interpolation. L'échelle de couleurs représente le nombre de mesures dans chaque classe de vitesse.

5.3.5.4 Variabilité de la relation CG – produit des flux de masse de glace

A l'ensemble des incertitudes précédemment citées s'ajoute l'incertitude sur les données elles-mêmes via:

- la restitution de la vitesse verticale, qui est une estimation de la vitesse verticale déduite des mesures du vent horizontal et qui est en plus fournie sur des mailles pouvant être de 2,5 km (pour les cas parisiens), entraînant un lissage des valeurs ;
- la microphysique et la réflectivité associée, restituées par les algorithmes d'identification qui déterminent l'hydrométéore identifié comme majoritaire dans le volume radar considéré.

Cependant, afin d'avoir un aperçu de la variabilité que peut entraîner une partie de ces incertitudes sur la quantification de l'hypothèse des flux (relation CG – produit des flux de masse de glace), nous avons calculé des flux de masse de glace minimal et maximal ainsi que

le produit des flux associé pour les comparer à l'activité CG et pour observer les variations que cela entraîne sur la relation. Ce test a été réalisé pour le cas Hymex à partir des données issues du radar de Nîmes. Pour ce faire, nous avons considéré les relations $Z-M$ et $Z-v_t$ donnant les valeurs minimales d'IWC et de vitesse de chute d'une part, et celles donnant les valeurs maximales d'autre part (courbes bleues et rouges respectivement sur les figures 5.13 et 5.14). Ceci nous permet donc d'obtenir un produit des flux de masse de glace minimal et maximal en chaque zone orageuse, et une régression linéaire associée en comparant ces valeurs à l'activité CG. La figure 5.16 représente la comparaison des relations obtenues à partir des produits des flux minimal (en bleu) et maximal (en rouge) à la relation obtenue à partir de la méthodologie utilisée pour l'ensemble de l'étude (en vert). Une grande variabilité de la relation apparaît sur la figure, rendant compte de l'impact que peuvent avoir deux des sources d'incertitudes intervenant dans le calcul des flux. La relation obtenue est donc sensible aux relations radar choisies pour estimer les valeurs de contenu en glace et de vitesse terminale des hydrométéores. Cependant, il est également possible de constater que les coefficients de corrélation linéaire associés à ces relations sont stables. Donc, même si les valeurs restituées ne sont que des estimations des flux ou du produit des flux dans chaque ZO les relations obtenues semblent bien représentatives de tendances générales, et donc des relations existant entre activité CG et glace.

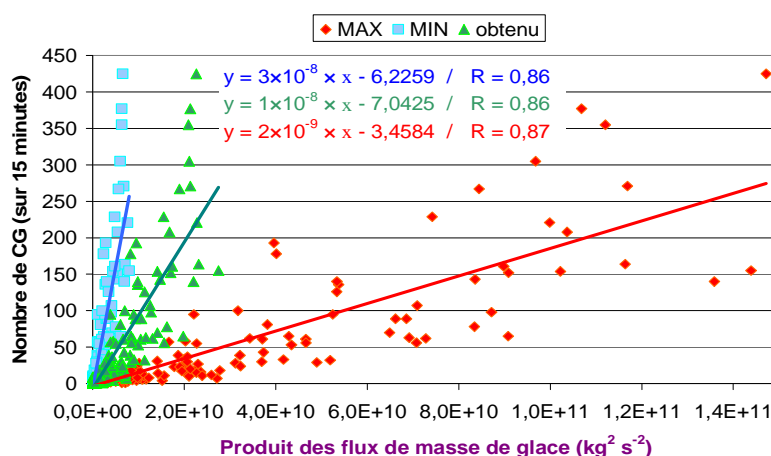


Figure 5.16 : Pour le cas Hymex : nombre de CG versus produit des flux de masse de glace par zone orageuse. Les couleurs représentent les produits des flux : minimal (en bleu) calculé à partir des valeurs minimales d'IWC et de v_t , maximal (en rouge) calculé à partir des valeurs maximales d'IWC et de v_t , obtenu à partir de la méthodologie appliquée dans l'étude (en vert : ensemble de point identique à la figure 5.11c).

5.4 Comparaison des jeux de données issues des radars de Nîmes et Montclar

Etant donné que ces deux radars ont observé le même événement au même moment, il nous a semblé intéressant de tester l'impact des instruments utilisés sur les relations étudiées. En effet, le facteur expérimental peut jouer également un rôle important dans les différences observées entre les relations établies pour Nîmes (fonctionnant en bande S) et pour Montclar (fonctionnant en bande C).

Afin de comparer les données restituées par chacun des deux radars il a donc fallu se placer dans une zone d'observation commune aux deux radars, et dans laquelle leur couverture pouvait être considérée comme similaire. Pour rester dans le cadre de notre étude, avec des données exploitables sur la verticale, nous avons donc défini comme zone commune aux deux radars l'intersection des deux cylindres creux, délimitée en rouge sur la figure 5.17. Cette zone commune est en fait scindée en deux, du fait de la géométrie des cylindres. Une fois cette zone définie nous avons calculé un même paramètre basé sur les deux jeux de

données, et intervenant dans notre étude, à savoir la masse de glace. Ce calcul a été effectué en séparant masse de glace précipitante et masse de glace non précipitante. L'idée étant de comparer par la suite les masses restituées par chacun des deux radars dans la zone commune. Le calcul des masses étant basé sur les réflectivités, nous allons commencer par comparer ces dernières.

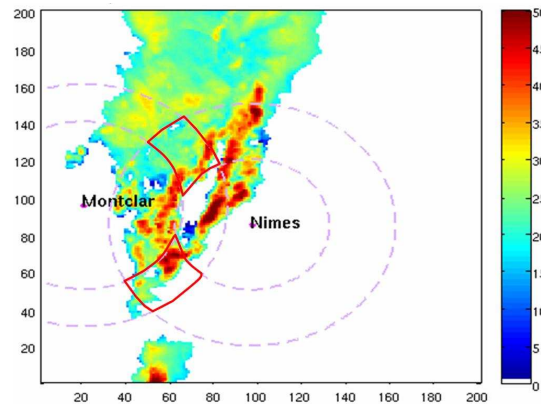


Figure 5.17 : Réflectivité à 5000 m comprises dans les ZO le 7/09/10 à 1845 UTC. Les zones délimitées en rouge représentent le périmètre de la zone commune aux deux radars.

5.4.1 Comparaison des réflectivités restituées par les deux radars

La méthode utilisée pour comparer les réflectivités issues de chacun des deux radars est décrite ci-après et schématisée sur la figure 5.18. Pour chaque radar, les réflectivités (disponibles sur la grille polaire et converties en $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) sont interpolées en chaque maille de la grille cartésienne dans la zone commune. Nous obtenons donc en chaque maille une réflectivité pour Nîmes et une réflectivité pour Montclar. Afin d'obtenir un graphique simple d'interprétation nous avons représenté ces valeurs sous forme d'une densité. Il s'agit en fait de créer des classes de réflectivité (de 5 dBZ) pour chaque radar, et de compter combien de mailles ont un couple de valeurs présent dans chaque classe. Par exemple, on cherche à déterminer le nombre de mailles pour lesquelles la réflectivité issue de Montclar est comprise en 35 et 40 dBZ et la réflectivité issue de Nîmes est comprise dans la même classe de réflectivité. L'idée étant d'évaluer si la majorité des valeurs sont situées le long de la droite : $y = x$, et donc si dans la majorité des cas, les valeurs de réflectivité restituée par chacun des deux radars sont équivalentes.

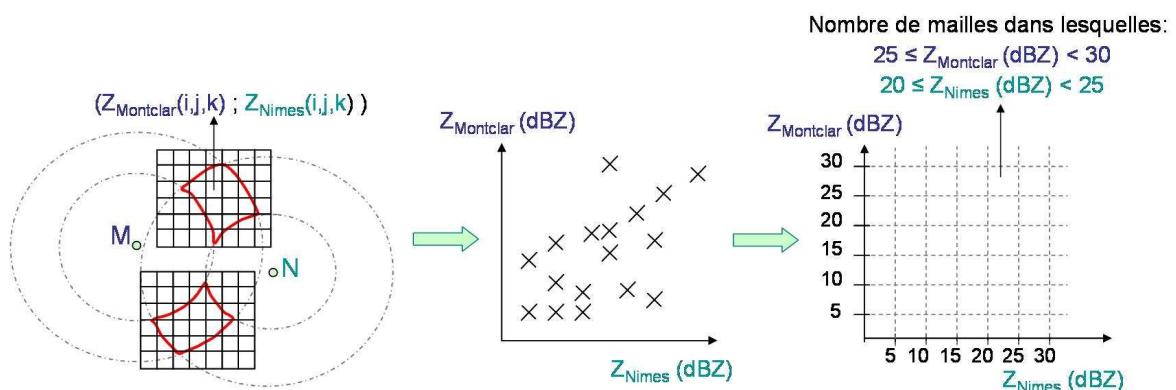


Figure 5.18 : Schéma d'illustration de la méthode de calcul et de représentation des réflectivités issues de chaque radar. Les réflectivités sont d'abord interpolées dans les mailles cartésiennes dans la zone commune. On obtient ainsi deux valeurs comparables en chaque maille. Afin de faciliter la lecture du graphique, on détermine un nombre de maille par classe de réflectivité.

Les résultats obtenus sont représentés sur la figure 5.19. Il est possible de constater qu'en majorité les réflectivités calculées dans chaque maille sont à peu près équivalentes, les plus grands nombres de mailles étant situés près de la droite $y = x$. Il est également possible d'observer un léger décalage de la plage de couleur en dessous de la droite. Ceci signifie que les valeurs restituées par le radar de Nîmes ont tendance à être légèrement supérieures à celles restituées par Montclar. Il est probable que ce décalage soit dû au phénomène d'atténuation, le radar de Montclar fonctionnant en bande C, son signal sera plus sujet à l'atténuation par les précipitations et les grosses particules.

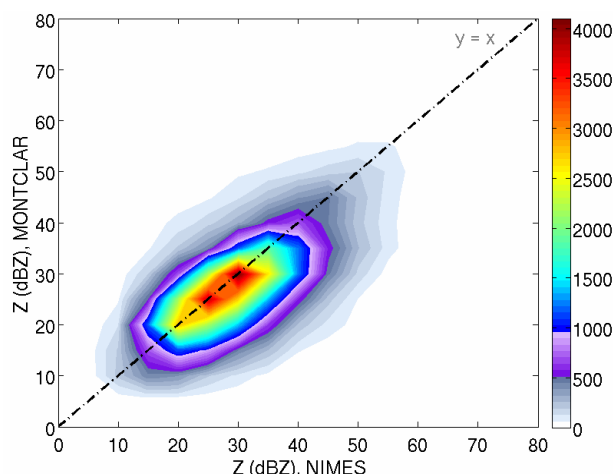


Figure 5.19 : Comparaison des réflectivités interpolées restituées par les radars de Nîmes (axe des abscisses) et Montclar (axe des ordonnées). La plage de couleur représente le nombre de maille correspondant à un couple de classe de valeur de réflectivité. La droite noire représente la droite $y = x$.

5.4.2 Comparaison des masses de glace restituées par les deux radars

Nous avons ensuite poursuivi cette comparaison en considérant des paramètres que nous utilisons dans le cadre de notre étude, à savoir les masses de glace (précipitante et non précipitante). La méthodologie employée pour le calcul des masses est identique à celle employée dans le reste de l'étude (cf. section 3.3.3).

Auparavant, un test a cependant été effectué sur la représentativité des masses calculées. Etant donné la taille très réduite de la zone commune, nous avons cherché à savoir si les masses étaient proportionnelles au nombre de mesures prises en compte dans leur calcul pour chaque radar. Les résultats montrent que les masses de glace précipitante calculées sont généralement proportionnelles au nombre de mesures utilisées pour les calculer. Ainsi une masse de glace précipitante calculée à partir d'une dizaine de points de mesure pour un radar, ne pourra pas entrer en compétition avec la masse calculée sur la base de quelques centaines de points de mesure pour l'autre radar. Donc comparer les masses de glace précipitante restituées par chaque radar ne présentera pas de problèmes de représentativité. Pour les masses de glace non précipitante, cette relation est moins vérifiée, notamment pour les faibles valeurs de masse. L'idée a donc été de tester un seuil de taille (i.e. surface) des ZO prises en compte dans la comparaison. Pour éliminer les valeurs de masses de glace non précipitante les plus sujettes à controverse (les plus faibles, i.e. inférieures à 10^8 kg), la taille des ZO prises en compte doit être supérieure à 80 pixels. Dans la suite de la comparaison des masses restituées par les deux radars, ce seuil sera donc appliqué pour la glace non précipitante, et aucun seuil ne sera appliqué au niveau de la glace précipitante. Ceci permettra une comparaison des masses restituées par les deux radars basée sur des paramètres représentatifs et effectivement comparables.

Une fois le calcul des masses réalisé, on obtient une masse par ZO (ou partie de ZO) comprise dans la zone commune aux deux radars. La comparaison de ces paramètres issus des données de chaque radar est représentée sur la figure 5.20a pour les masses de glace précipitante et 5.20b pour les masses de glace non précipitante. En ce qui concerne la masse de glace précipitante, on peut constater que les valeurs ont tendance à être plus élevées lorsqu'elles sont calculées sur la base des données du radar de Nîmes (figure 5.20a). Ceci peut être dû au fait que le signal restitué par le radar de Montclar peut être plus facilement atténué (radar fonctionnant en bande C). Les masses de glace non précipitante, quant à elles, sont relativement équivalentes, même si les valeurs calculées à partir du radar de Montclar semblent légèrement supérieures (figure 5.20b).

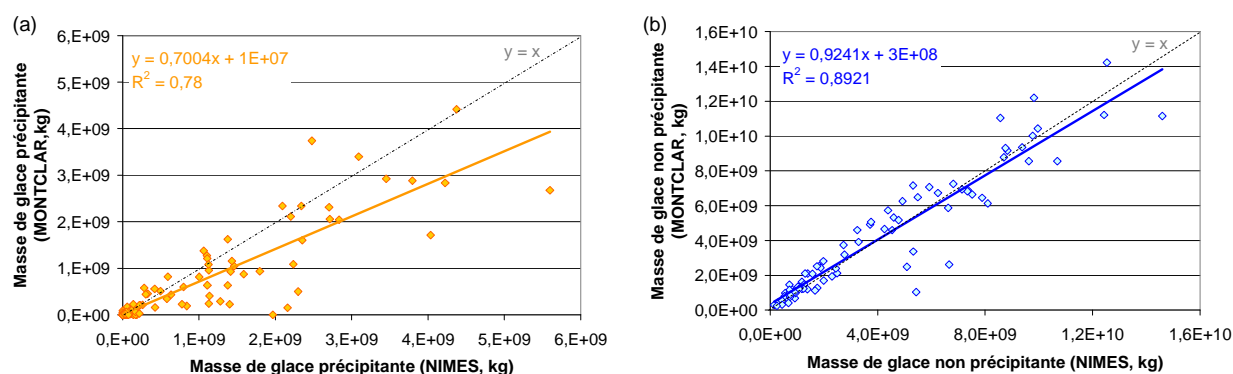


Figure 5.20 : Comparaison des masses de glace calculées dans chaque ZO de la zone commune aux deux radars, à partir des données de Nîmes (en abscisse) et de Montclar (en ordonnée) pour (a) : la glace précipitante, (b) : la glace non précipitante. La droite noire en pointillé représente la droite $y = x$. Les droites colorées représentent les régressions linéaires liées à chaque jeu de données.

Lors de cette étude nous avons également réalisé un test sur la prise en compte de l'altitude moyenne de l'isotherme $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, afin de voir si une prise en compte précise de l'altitude de cette isotherme peut impacter les comparaisons entre les radars, et de tester l'impact que cela peut avoir sur les masses de glace calculées. En effet comme précisé à la section 3.3.3, nous considérons un niveau fixe à 4,4 km pour cette isotherme tout au long de l'étude. Les altitudes de l'isotherme $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ont été fournies par Météo France, quart d'heure par quart d'heure à la verticale des deux radars, à partir de ré-analyses effectuées avec le modèle AROME pour la journée du 7/09/10. De manière générale cette altitude est restituée entre 4000 et 4200 m jusqu'à 1600 UTC et entre 3500 et 4000 m après. Le premier test effectué sur la comparaison des masses entre les radars (cf. figure 5.20) ne change pas avec une prise en compte plus fine de l'altitude de l'isotherme $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$. En ce qui concerne les masses calculées, elles sont légèrement plus grandes, ce qui paraît logique étant donné qu'en abaissant le niveau de cette isotherme plus de données sont prises en compte dans la définition des deux catégories de glace, et donc dans le calcul des masses. Cependant, rien de notable n'a été détecté. Nous en avons donc conclu que le fait de définir un niveau moyen et fixe de l'altitude de l'isotherme $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$, ne modifie pas les comportements observés et est suffisant pour mener l'étude.

En ce qui concerne les différences observées entre les radars, elles peuvent s'expliquer de différentes manières. Tout d'abord le décalage temporel entre les tours d'antennes. Nous considérons les données quart d'heure par quart d'heure, vu qu'il s'agit du temps nécessaire afin d'avoir un cycle complet, mais les tours d'antennes sont réalisés à des moments différents. La structure nuageuse continue donc d'évoluer entre deux élévations. Ainsi, lorsqu'une même élévation est parcourue trois fois durant un quart d'heure, des différences (dus à l'évolution du nuage) peuvent apparaître. La figure 5.21 représente, pour le radar de

Nîmes, des réflectivités et catégories microphysiques restituées durant le même quart d'heure pour la même élévation mais à des moments différents. Sur la figure sont présentés le premier (en haut) et le dernier passage (en bas) pour l'élévation choisie (2,4°). Bien évidemment, des structures très similaires sont observées. Cependant des changements peuvent être distingués. Par exemple, on peut observer une diminution notable des fortes réflectivités (> 50 dBZ) dans la zone convective la plus au Nord du domaine. A partir des PPI correspondants de catégories microphysiques, on constate que cette diminution correspond à une réduction de la présence de graupel. Ces variations à une échelle de temps aussi fine, ne sont pas prises en compte dans nos calculs, étant donné qu'une ZO est définie par quart d'heure sur la base des données composites (pour rappel : en ce qui concerne les données microphysiques, dans le cas des élévations parcourues trois fois, le passage considéré comme représentatif du quart d'heure est le second, cf. section 2.3.3.3).

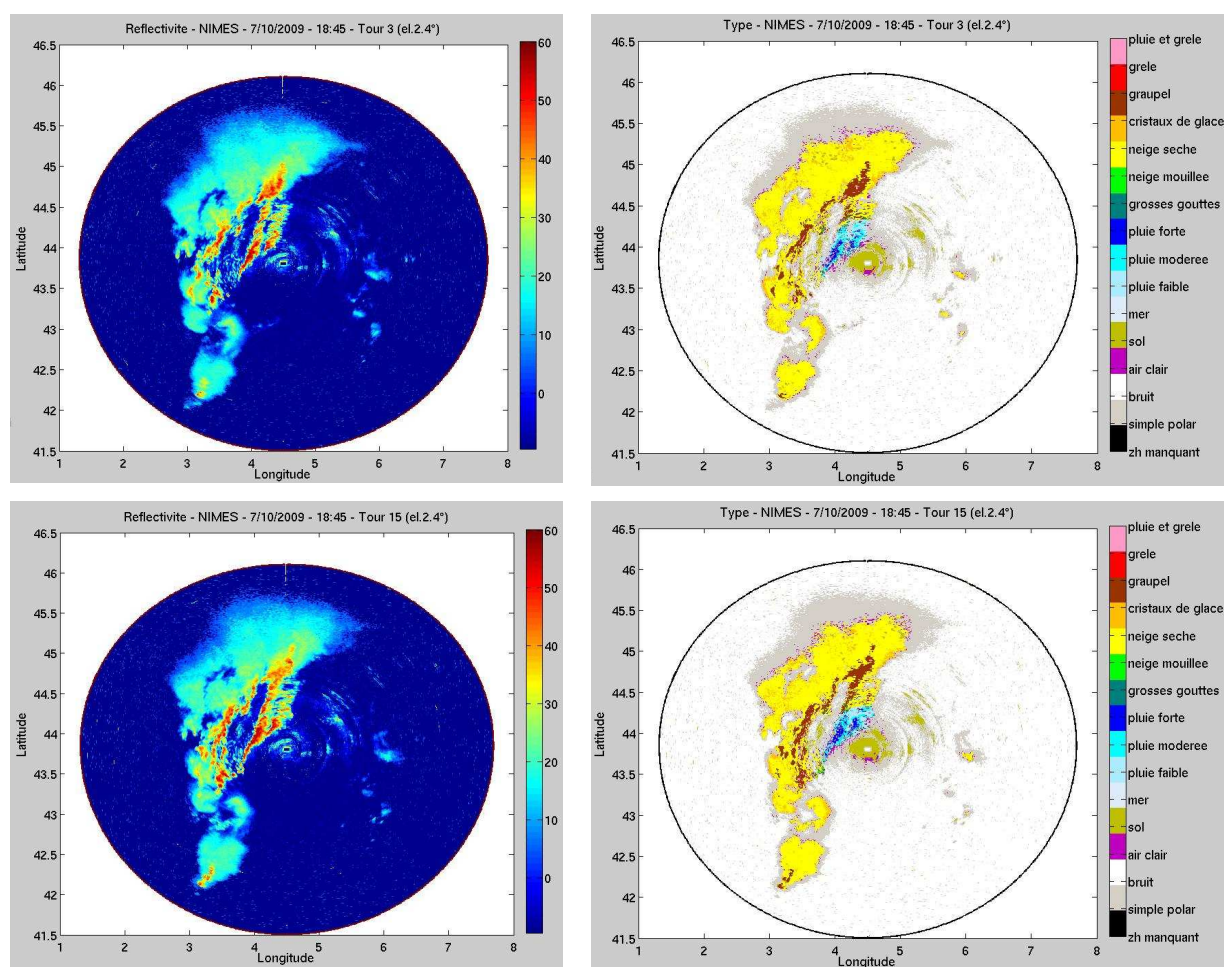


Figure 5.21 : Données de réflectivités et de types microphysiques restituées par le radar de Nîmes pour deux tours (tour 3 en haut, tour 15 en bas) parcourant l'élévation 2,4° durant le « super-cycle » de 15 minutes précédant 1845 UTC. A gauche : Réflectivité, A droite : Type microphysique.

Ensuite l'atténuation, notamment pour le radar de Montclar peut jouer un rôle important, car la longueur d'onde à laquelle il fonctionne est plus courte (bande C : 5 cm). En effet si celui-ci se trouve sous de fortes précipitations ou si son faisceau doit traverser une masse nuageuse importante avant de pouvoir détecter les données entre 90 et 130 km, cela va fortement impacter le signal restitué, voire totalement l'atténuer. Un exemple d'atténuation du signal est donné sur la figure 5.22. En comparant une élévation voisine parcourue au même

moment (4^{ème} élévation parcourue dans le quart d'heure) par le radar de Montclar (figure 5.22, à gauche) et celui de Nîmes (figure 5.22, à droite pour le même quart d'heure), on s'aperçoit que Montclar se trouve sous une partie très active du système nuageux, ce qui atténue complètement le signal, notamment dans la partie nord-est du domaine. On constate que le radar de Nîmes ne subit pas ce phénomène (d'autant plus qu'il ne se trouve pas gêné par des précipitations).

De plus un masque des échos fixes propre à chaque radar existe et identifie des zones dans lesquelles le signal est plus ou moins altéré par la topographie. Notons aussi qu'en raison de ces échos fixes (dus au sol) en bande S, les variables ont tendance à être plus bruitées, alors que les variables en bande C sont plus lisses et plus « propres ». En fait l'écho de sol est plus fort en bande S qu'en bande C.

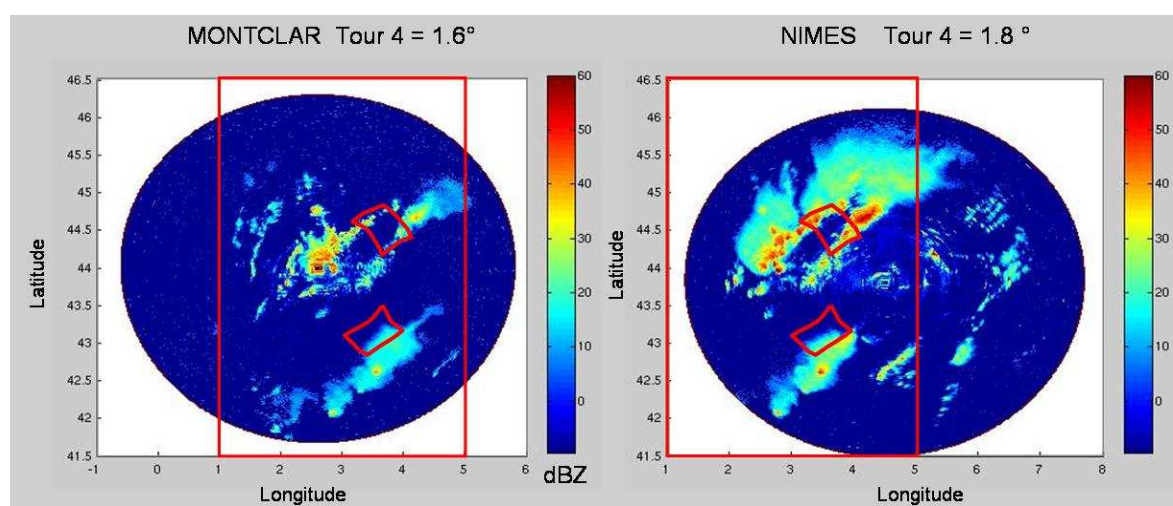


Figure 5.22 : Exemple d'atténuation des réflectivités radar le 7/09/10 à 1615 UTC. A gauche : tour 4 (élévation 1,6°) du radar de Montclar. A droite : tour 4 (élévation 1,8°) du radar de Nîmes.

Les différences observées au niveau des paramètres restitués par le radar peuvent également être dues, soit à l'antenne radar, soit au radar en lui-même. La légère tendance pour Nîmes à produire des valeurs de masse de glace non précipitante plus faibles pourrait éventuellement être due à un problème de calibration de l'antenne. En effet la glace non précipitante étant *a priori* constituée de petites particules, il n'y a donc pas de raison que Nîmes soit gêné pour les détecter.

5.4.3 Impact sur les relations étudiées

En prenant en compte l'ensemble de ces résultats, nous avons établi des relations entre masses de glace (précipitante et non précipitante) et taux de CG dans la zone commune aux deux radars, afin d'évaluer l'impact des radars considérés. Les résultats sont visibles sur la figure 5.23.

En ce qui concerne la masse de glace précipitante (figure 5.23a,b), on peut constater une différence des valeurs de masses entre les radars de Nîmes et Montclar, avec des valeurs plus faibles restituées par ce dernier, ce qui est en adéquation avec la comparaison des masses de glace effectuée auparavant (figure 5.20a). On constate également que la corrélation avec le taux de CG est meilleure pour Nîmes, ce qui n'était pas le cas lors du calcul de ces relations dans les cylindres creux propres à chaque radar. En ce qui concerne la masse de glace non précipitante, les résultats obtenus sont très similaires (cf. figure 5.23c,d). Les coefficients de corrélation sont très proches, et surtout les relations sont quasiment identiques. Même si les coefficients directeurs des régressions établies dans chaque cylindre creux étaient du même

ordre de grandeur, ils ne restituait pas une aussi bonne adéquation. Ceci signifie que les différences observées sur les résultats précédents étaient en partie dues aux ZO qui n'étaient pas comprises dans la zone commune et donc qui n'étaient pas observées de la même façon par les deux radars.

Dans les deux cas, il y a donc bien sur un effet dû à la taille et à la localisation de la zone d'observation. Au niveau de la glace précipitante, on peut également mettre en avant une différence selon l'instrument utilisé. Le radar de Montclar restitue moins de glace précipitante que le radar de Nîmes pour un même événement observé dans la même région. De plus, il ne restitue pas forcément de la glace précipitante pour toutes les ZO où Nîmes en perçoit. Donc la glace précipitante peut être soit sous-estimée par le radar de Montclar (ce qui pourrait être dû à l'atténuation), soit surestimée par le radar de Nîmes (éventuellement à cause d'un problème d'algorithme). En ce qui concerne la glace non précipitante, nous venons de voir qu'avec l'utilisation de l'un ou l'autre des radars, on obtient des résultats similaires. L'étude de cette catégorie ne semble donc pas sujette au choix de l'instrument, malgré les grosses différences observées au niveau des répartitions verticales de la microphysique (section 5.3.2). Cependant ces différences se situaient entre la neige sèche et les cristaux de glace, qui sont les deux constituants de la glace non précipitante, et n'impactent donc pas les quantités restituées pour cette catégorie.

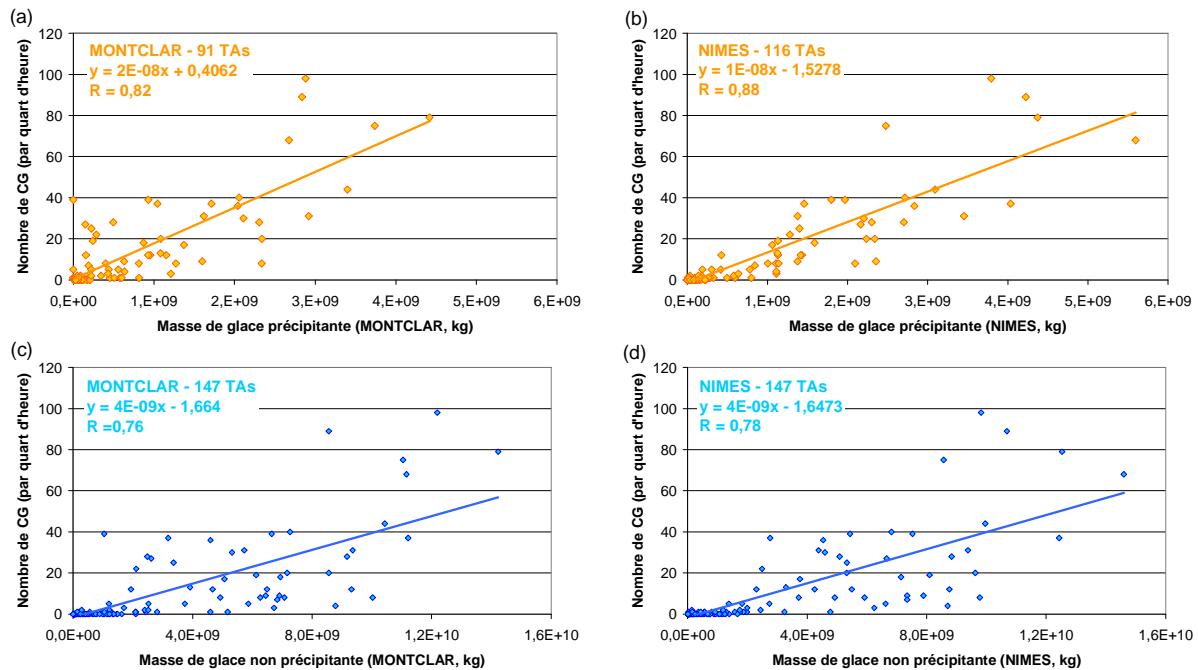


Figure 5.23 : A gauche : pour le radar de Montclar : nombre de CG versus (a) masse de glace précipitante et (b) masse de glace non précipitante. A droite : pour le radar de Nîmes : nombre de CG versus (c) masse de glace précipitante et (d) masse de glace non précipitante.

Dans ce chapitre nous venons d'observer que lors du cas Hymex des 6, 7 et 8 septembre 2010, les taux de CG et les fortes réflectivités étaient bien corrélés. De plus des relations ont pu être établies avec d'assez bons coefficients de corrélation, notamment entre taux de CG et masse de glace précipitante et produit des flux de masse de glace sur la base des jeux de données de Nîmes et de Montclar. La comparaison des données restituées par ces deux radars a permis de constater que l'étude des relations entre taux de CG et glace non précipitante, ne semblait que très peu impactée par la longueur d'onde du radar considéré, à l'inverse de la glace précipitante qui est soit mieux repérée par le bande S (Nîmes), soit surestimée par ce dernier.

5.5 Test d'une nouvelle définition des masques pour les zones orageuses

Nous avons profité de l'étude de ce cas particulier afin d'affiner la définition des zones orageuses. Dans l'ensemble de l'étude menée jusqu'à présent, celles-ci sont définies comme des zones continues, dans lesquelles les différents paramètres sont calculés. Une étude de Lang et Rutledge (2008), utilise un algorithme de différenciation de « régimes » (convectif, stratiforme, de transition) à l'intérieur des nuages orageux. Sachant que les CG ont tendance à être majoritairement associés aux parties convectives des orages, nous avons voulu tester l'impact sur les relations étudiées que pouvait avoir un découpage un peu plus affiné des zones orageuses. Dans cette partie, après une description de la façon dont sont définis les différents régimes et les nouveaux « masques », nous passerons à une analyse d'ensemble rapide de ce découpage, puis à un test de corrélation entre masse de glace (précipitante et non précipitante) et nombre de CG dans chaque région des ZO (sur la base des données du radar de Nîmes).

5.5.1 Définition des différents régimes étudiés

L'algorithme de Lang et Rutledge (2008) est basé sur les réflectivités radar afin d'identifier les différents types de régime. Ainsi un pixel (2D) ou colonne, est défini comme :

- convectif (CV), si une réflectivité supérieure ou égale à 30 dBZ est repérée au-dessus de l'isotherme $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$;
- en régime de transition (TR), si le critère précédent n'est pas respecté mais qu'il se situe à moins de 10 km d'un pixel convectif ;
- stratiforme (STF), si aucun des deux critères précédents n'est respecté.

Un critère supplémentaire a été ajouté pour les deux derniers régimes : la réflectivité doit être supérieure ou égale à 10 dBZ. Cette valeur a été choisie comme délimitation du contour nuageux.

Comme dans la définition des masses de glace, l'altitude de l'isotherme $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ a été déterminée à partir de sondages (ré-analyse) disponibles sur le site de la NOAA. Sur la journée du 7/09/10, nous avons estimé que cette altitude se trouvait autour de 5,3 km. Etant donné que nous disposons des données de réflectivité radar composites tous les 500 m, la distinction entre les différents régimes a été réalisée sur la base des réflectivités à 5500 m (pour se trouver au-dessus de l'isotherme $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$).

5.5.2 Evolution temporelle globale

Dans un premier temps, nous avons regardé comment évoluaient les surfaces identifiées pour les différents régimes et les nombres de CG associés (c'est-à-dire compris dans chaque région).

La figure 5.24a représente l'évolution temporelle des surfaces des régions associées à chaque régime, en terme de proportion. Pour chaque quart d'heure, l'ensemble des pixels identifiés comme CV, TR ou STF représente 100 % de la surface étudiée. La figure 5.24b représente les nombres de CG compris dans chaque région. Sur la base de ces deux figures, on constate que même si les zones convectives représentent la plus faible proportion de surface sur l'ensemble de l'événement, les nombres de CG associés à ces régions sont nettement supérieurs aux nombres de CG compris dans les zones de transition ou les zones stratiformes, ce qui rejoint les précédents résultats.

Les évolutions temporelles des surfaces couvertes par chaque régime et des nombres de CG associés ont également été réalisées, mais n'ont pas montré de résultat vraiment significatif. De plus la valeur nette maximale de la surface convective ne correspondait pas forcément à la période de maximum d'activité CG.

Cependant, si l'on compare l'évolution temporelle du nombre de CG et la proportion que représentent les zones convectives par rapport à l'ensemble du domaine (figure 5.25), on

constate une bonne correspondance entre les plus fortes proportions de zones convectives et forte activité CG.

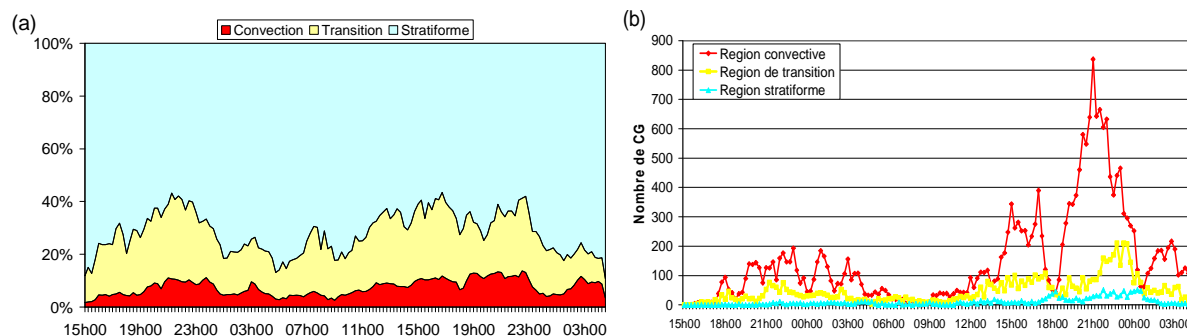


Figure 5.24 : Pour chaque région correspondant à un régime entre le 6/09/10 (1500 UTC) et le 8/09/10 (0430 UTC) (a) : Evolution temporelle des proportions représentées par chaque régime sur le quart d'heure (où 100 % représente la surface totale prise en compte). (b) : Evolution temporelle des nombres de CG compris dans chaque région. Le code couleur utilisé est le suivant : bleu : zone stratiforme (STF), jaune : zone de transition (TR), rouge : zone de convection (CV).

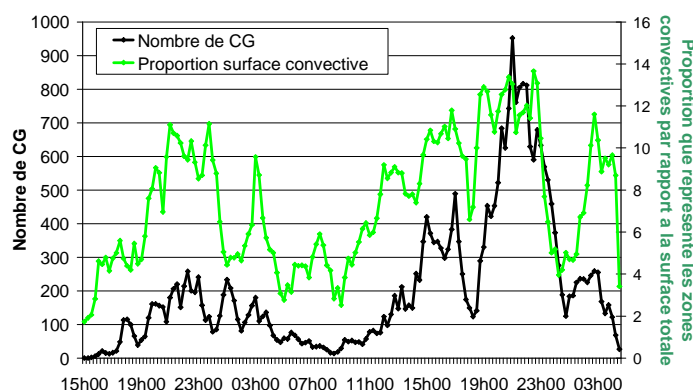


Figure 5.25 : Evolution temporelle du nombre de CG (courbe noire) et de la proportion que représente la surface de région convective sur l'ensemble des zones (courbe verte).

5.5.3 Comparaison des nombres de CG aux masses de glace

Nous sommes ensuite passés à la comparaison des nombres de CG et masses de glace précipitante et non précipitante par ZO sur l'ensemble de l'événement dans le cylindre creux centré sur Nîmes, en distinguant les régions correspondant aux différents régimes. Les résultats correspondant à la comparaison des taux de CG et des masses de glace précipitante sont représentés sur la figure 5.26a pour les régions convectives, 5.26b pour les régions de transition et 5.26c pour les régions stratiformes. Les résultats correspondant à la masse de glace non précipitante sont présentés sur la figure 5.27, selon le même ordre.

Pour les deux catégories de glace, les meilleures corrélations sont obtenues dans les régions convectives ($R = 0,9$ pour les masses de glace précipitante et $0,81$ pour les masses de glace non précipitante). Les graphiques étant tracés avec les mêmes échelles, il est également possible de comparer les différences d'ordre de grandeur entre les différentes régions. En ce qui concerne les masses de glace précipitante (figure 5.26), on constate que leurs valeurs sont très faibles en région stratiforme et réduites en région de transition (par rapport à la région convective). Le constat est le même pour le nombre de CG. En ce qui concerne les masses de glace non précipitante (figure 5.27), la plage de valeurs couvertes est similaire d'une région à l'autre. Par contre les nombres de CG diminuent fortement dans les régions de transition et

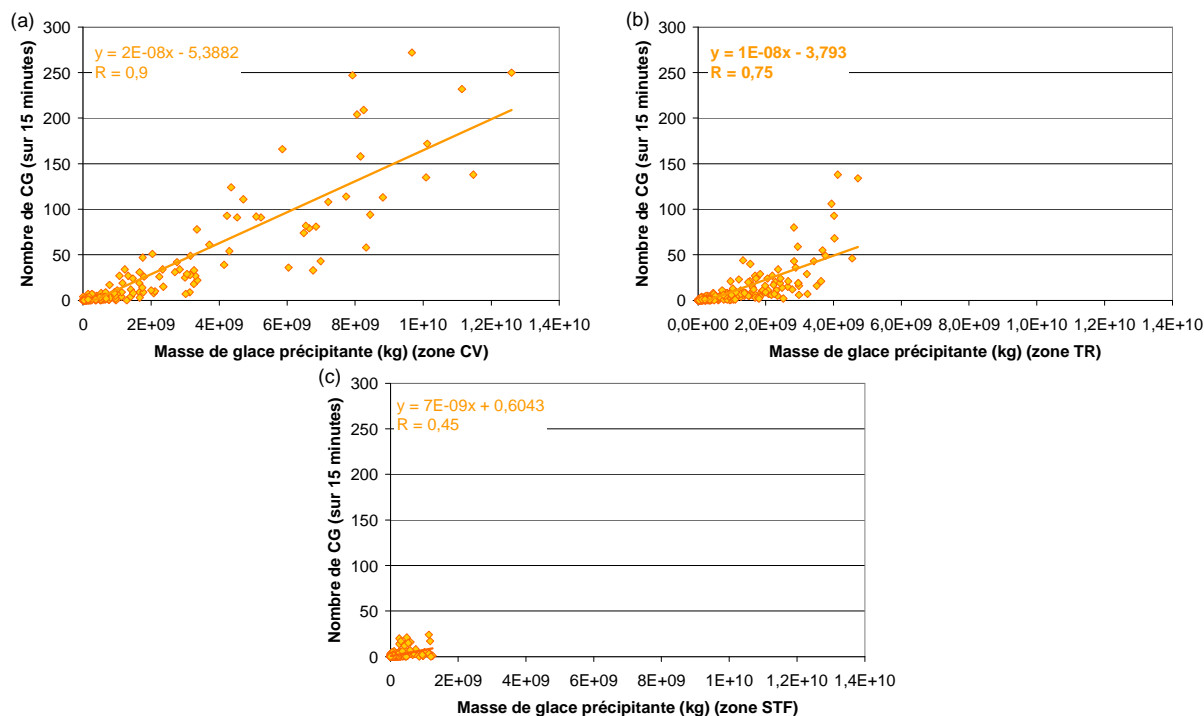


Figure 5.26 : Nombre de CG versus masse de glace précipitante par ZO pour le cas Hymex entre le 6/09/10 (1500 UTC) et le 7/09/10 (2345 UTC) pour (a) : les régions convectives, (b) les régions de transition, (c) les régions stratiformes.

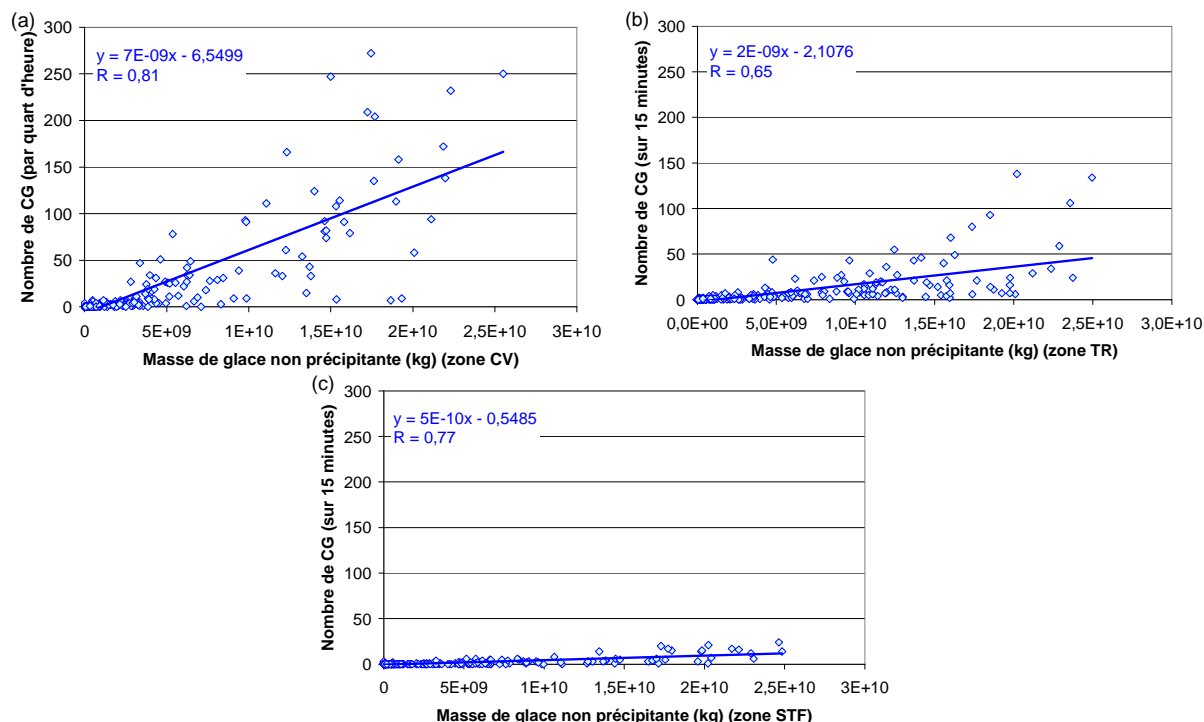


Figure 5.27 : Nombre de CG versus masse de glace non précipitante par ZO pour le cas Hymex entre le 6/09/10 (1500 UTC) et le 7/09/10 (2345 UTC) pour (a) : les régions convectives, (b) les régions de transition, (c) les régions stratiformes.

surtout stratiformes. Cependant dans les régions stratiformes, il est possible de constater que les points sont relativement peu dispersés par rapport à la droite de régression, et que la corrélation entre nombre de CG et masse de glace non précipitante est par conséquent relativement bonne ($R = 0,76$).

Par rapport aux relations précédemment trouvées (sans différence de régime, cf. figure. 5.9), on constate que :

- pour la glace précipitante : la pente de la droite définie pour les régions convectives est plus élevée que celle définie à partir des ZO entières, c'est-à-dire que pour produire un nombre de CG équivalent, moins de masse de glace est nécessaire ;
- pour la glace non précipitante : la pente de la droite définie pour les régions convectives est légèrement plus élevée que celle définie à partir des ZO entières, par contre la pente est plus faible d'environ un ordre de grandeur si on considère les zones stratiformes (i.e. moins de CG sont produits pour une masse identique).

Cependant, que ce soit pour la glace précipitante ou non précipitante, il semble que les régions convectives soient les plus favorables à la construction de relations entre CG et masse de glace.

Cette définition de différents régimes à l'intérieur des ZO n'a été testée que sur le cas Hymex et la microphysique restituée par le radar de Nîmes. Au vu des résultats obtenus, il serait certainement intéressant de poursuivre ce test sur les autres cas d'études, afin de confirmer cette amélioration des relations entre CG et glace dans les zones convectives, et donc d'obtenir des relations mieux ajustées.

5.6 Conclusion

Dans ce chapitre l'étude d'un des premiers cas considérés comme représentatif de la campagne Hymex a été réalisée selon la même méthode que les événements analysés dans le chapitre précédent. L'analyse de la correspondance entre l'évolution de l'activité CG et celle des maxima de réflectivité a également montré un lien entre l'évolution temporelle de ces deux paramètres, notamment à l'échelle d'une ZO isolée. Une relation linéaire a aussi pu être établie entre volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ et taux de CG, associée à un coefficient de corrélation linéaire égal à 0,94.

L'étude microphysique de ce cas a été particulière car nous disposons de données issues de deux radars pour la réaliser : un fonctionnant en bande S (Nîmes), l'autre fonctionnant en bande C (Montclar). L'analyse des espèces microphysiques majoritairement associées aux CG a montré que, quel que soit le radar employé, les mêmes espèces identifiées comme majoritairement présentes autour des CG (comme dans le chapitre 4) sont : la pluie forte, le graupel, la neige sèche (et les cristaux de glace pour Montclar) au fur et à mesure que l'altitude augmente. Des relations linéaires entre paramètres microphysiques et taux de CG ont été déterminées sur la base des deux jeux de données. Malgré le fait qu'il s'agisse du même événement des différences ont été trouvées entre les diverses relations. Celles-ci sont associées à de meilleurs coefficients de corrélation linéaire (variant entre 0,84 et 0,91 selon le paramètre comparé au taux de CG) lorsqu'elles sont établies à partir du radar de Montclar.

Une estimation de la variabilité des relations étudiées, notamment de l'hypothèse des flux, a été réalisée (pour le cas Hymex uniquement). Les résultats montrent une forte sensibilité de la relation CG – produit des flux de glace en fonction des relations radar utilisées pour restituer les contenus en glace et la vitesse terminale des hydrométéores. Cependant la stabilité des coefficients de corrélation linéaire permet de conclure que les relations trouvées sont qualitativement représentatives d'une tendance des relations existant entre activité CG et glace.

Des divergences ont aussi été observées entre ces deux radars lors de l'analyse des répartitions microphysiques restituées. Ces dernières mettent en évidence des différences

notables entre répartition de la neige sèche et des cristaux de glace, ces derniers étant nettement déficitaires dans le cas de Nîmes. Cette répartition fait d'ailleurs l'objet d'un travail d'amélioration de la chaîne d'identification des hydrométéores à Météo France. De plus, il apparaît pour ce radar la présence suspecte d'espèces liquides (ou à fort contenu en eau liquide comme la neige mouillée) à très haute altitude (11,5 - 12 km).

L'ensemble de ces observations nous a conduits à entamer une comparaison des données restituées par ces deux radars, dans une zone commune et sur la base des données dont nous disposons, afin d'évaluer l'impact que pouvait avoir l'instrument utilisé sur les relations étudiées. Il s'est avéré que les quantités de glace non précipitante restituées (cristaux de glace et neige sèche confondus), et donc les relations associées, étaient peu impactées par le radar utilisé. Par contre, il semble que les quantités de glace précipitante restituées soient plus dépendantes de l'instrument utilisé. Les relations concernant cette catégorie sont donc plus susceptibles d'être impactées. Cependant les différences de restitution de la glace précipitante peuvent notamment s'expliquer par les propriétés techniques des instruments utilisés. En effet, le radar de Montclar (bande C) est plus sujet au phénomène d'atténuation que le radar de Nîmes (bande S). D'autres explications peuvent être avancées, comme le décalage temporel entre les élévations de chaque radar (durant les 15 minutes, les observations ne sont pas réalisées de façon simultanée), les masques créés par les échos de sol propres à chaque radar, la calibration des radars, etc.

Un autre test a également été réalisé sur ce cas Hymex. Il s'agit d'une nouvelle définition des zones orageuses. Dans chacune d'elles les régions convectives, de transition et stratiformes sont différenciées sur la base des critères utilisés dans l'étude de Lang et Rutledge (2008). Une correspondance entre activité CG et proportion de surface couverte par les zones convectives a été établie. Les relations entre taux de CG et masses de glace précipitante et non précipitante restituées par le radar de Nîmes ont été testées pour les trois régimes. Dans les deux cas, les coefficients de corrélations linéaires associés aux relations trouvées sont améliorés en considérant uniquement les régions convectives des ZO (R passe de 0,86 à 0,9 pour la relation entre taux de CG et masse de glace précipitante et de 0,71 à 0,81 pour la relation entre taux de CG et masse de glace non précipitante).

6 Etude comparative globale

Au cours des deux chapitres précédents, l'étude de plusieurs événements orageux a été présentée. Le but de ce dernier chapitre est de comparer l'ensemble des résultats et d'apporter une réponse sur le caractère local ou régional des relations obtenues. Dans un premier temps, l'ensemble des cas du Sud-Est (les trois de l'année 2009 et le cas Hymex) seront regroupés. Puis, dans un second temps, nous testerons un regroupement global de tous les résultats et établirons une comparaison de ces derniers. Enfin une discussion et proposition d'amélioration de la méthodologie employée seront développées.

6.1 Comparaison régionale : le cas Hymex et les cas Sud-Est de 2009

Comme nous l'avons vu précédemment le cas Hymex, bien que s'étant produit sur la région Sud-Est, a été traité de façon isolée à cause de son intensité et des données disponibles pour son étude. Dans cette partie, nous allons tester un regroupement de ce cas avec les trois cas de 2009 s'étant également déroulés dans le Sud-Est.

6.1.1 Relations entre CG et forte réflectivité

Dans les chapitres précédents il a été observé que, de manière générale, les nombres de CG par ZO étaient assez bien corrélés avec les volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ ($R = 0,85$ pour les trois cas de 2009 et $R = 0,94$ pour le cas Hymex). Nous avons donc considéré l'ensemble des ZO de ces quatre événements afin d'en déduire une relation commune. Le résultat est représenté sur la figure 6.1.

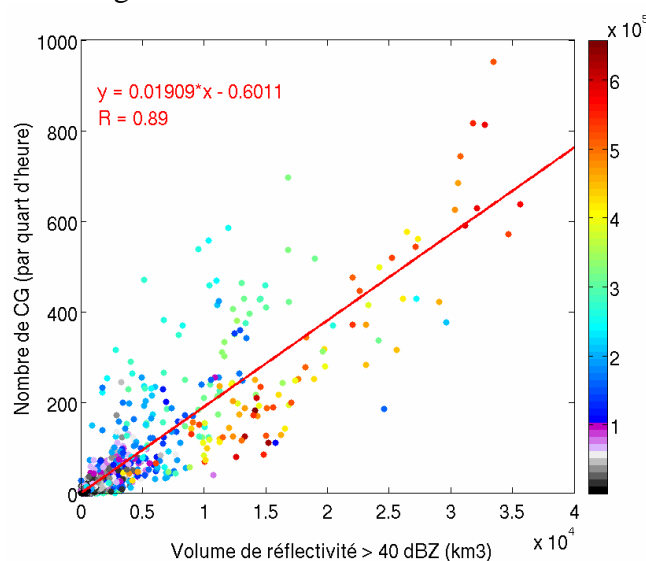


Figure 6.1 : Nombre de CG par ZO en fonction du volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ pour les 4 événements de l'étude s'étant déroulés dans le Sud-Est. La plage de couleur représente le volume total des ZO (exprimé en km^3).

Le coefficient de corrélation reste assez élevé ($R = 0,89$) entre ces deux paramètres, malgré une dispersion non négligeable, notamment due aux cas de 2009. La différence de pente de la droite de régression peut également être soulignée. Cette pente était égale à $2,32 \times 10^{-2}$ pour les cas de 2009 et à $1,79 \times 10^{-2}$ pour le cas Hymex. Pour un même volume de forte réflectivité, le cas Hymex produit donc moins de CG. Le regroupement des résultats entraîne l'ajustement de ce coefficient aux deux séries pour donner une relation commune, et

la pente passe à $1,91 \times 10^{-2}$. L'introduction du cas Hymex affaiblit donc la pente de la régression par rapport à celle établie à partir des trois événements étudiés sur l'année 2009.

Le fait qu'une relation linéaire de bonne qualité au regard du coefficient de corrélation puisse être trouvée à partir des quatre cas étudiés sur la même région laisse penser qu'une relation entre volume de forte réflectivité et taux de CG peut être trouvée d'un point de vue régional. Cependant nous venons de voir que l'association d'un cas de très forte intensité peut influencer de manière significative la relation. Cette étude serait à réaliser sur d'autres événements afin de tester la sensibilité de la dernière relation trouvée pour cette région à l'ajout de nouveaux cas. D'autre part, l'établissement de cette relation pourrait être réalisé selon deux optiques : la première étant de trouver une relation spécifique aux cas intenses, la seconde étant de trouver une relation proche de l'ensemble des événements régionaux « communs », et donc dans laquelle les cas intenses n'entrent pas en ligne de compte. Mais cela demanderait également de définir la notion d'événements intenses par rapport aux événements considérés comme typiques, et donc la réalisation préalable d'une climatologie.

6.1.2 Relations entre CG et microphysique

Nous avons également regroupé les ZO des quatre événements pour les comparaisons entre masses de glace et nombre de CG (figure 6.2), ainsi qu'entre flux de masses de glace (et produit des flux) et nombre de CG (figure 6.3). Pour le cas Hymex, seuls les paramètres calculés sur la base des données restituées par le radar de Nîmes sont utilisés (pour éviter de compter deux fois une même zone).

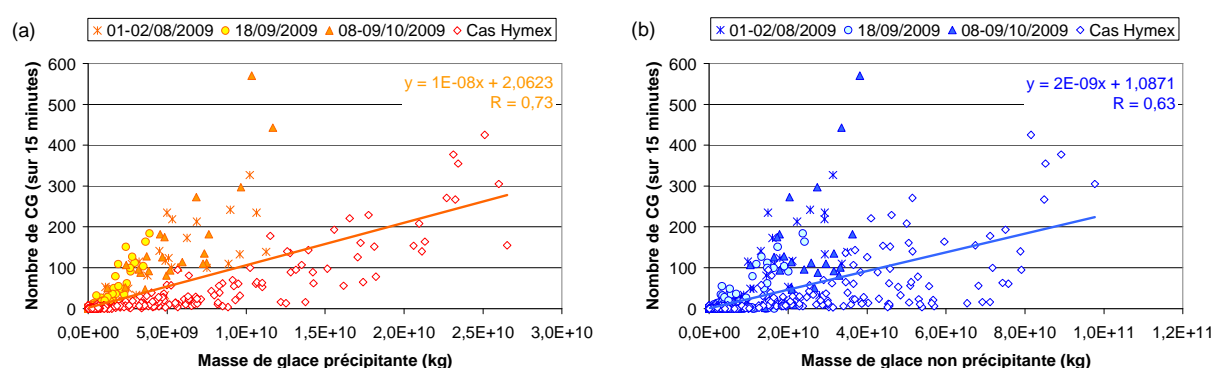


Figure 6.2 : Pour l'ensemble des ZO des 4 événements considérés : (a) Nombre de CG en fonction de la masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG en fonction de la masse de glace non précipitante. Un point sur le graphique représente une ZO.

Par rapport aux relations obtenues en considérant les événements séparément (3 cas 2009 et cas Hymex), les points s'ajustent beaucoup moins bien à la relation commune trouvée. Les coefficients de corrélation sont nettement moins bons ($R = 0,73$ et $0,63$ pour la masse de glace précipitante et non précipitante, respectivement, figure 6.2). En effet, la dispersion est très forte, ce qui est dû au cas Hymex qui génère à taux de CG équivalents des valeurs de masses de glace plus grandes que les cas 2009, forçant la pente de la régression vers ces fortes valeurs.

Le même constat peut également être fait sur les comparaisons entre flux de masse de glace non précipitante et taux de CG (figure 6.3b) et entre produit des flux de masse de glace et taux de CG (figure 6.3c). Par contre, la relation entre flux de masse de glace précipitante et taux de CG (figure 6.3a) semble moins affectée par ce phénomène même si le coefficient de corrélation passe à $0,77$. Cela semble dû au fait que les flux de masse de glace précipitante sont plus semblables (sur l'ensemble des quatre événements) que les autres paramètres pour lesquels le cas Hymex se démarque systématiquement.

Cependant de manière globale il semble que l'intensité du cas étudié joue un rôle important, même pour des événements se produisant sur la même région. Les différences observées peuvent s'expliquer de plusieurs façons. En effet, pour le cas Hymex, le cylindre creux centré sur le radar de Nîmes possède un rayon intérieur de 70 km, alors que celui-ci est de 85 km pour les cas de 2009. Ainsi plus de ZO (ou de plus grandes parties de ZO) sont prises en compte dans les calculs, pouvant entraîner la restitution de masses et des flux de masses plus importants pour le cas Hymex à nombre de CG par ZO équivalents. Cet argument semble être validé par les comparaisons avec la masse de glace non précipitante (plus présente dans le nuage), qui est la plus sensible aux variations de taille des ZO. Cependant les nombres de CG par ZO obtenus pour le cas Hymex sont moins grands que ceux des cas 2009. L'argument de la taille du cylindre creux ne semble donc pas être validé étant donné que plus un cylindre est petit, plus les ZO comprises à l'intérieur sont petites, et donc les contenus en glace et les nombres de CG devraient varier de manière similaire (dans l'idée d'une relation linéaire entre les deux). Par contre, on peut noter que l'élévation maximale du radar de Nîmes était à 9,5 °C pour le cas Hymex et à 8 °C pour les cas 2009. Il est donc logique de penser que plus de glace ait été détectée pour cet événement. Par conséquent, des valeurs de masses et de flux de glace plus grandes peuvent être calculées pour un nombre de CG équivalent, l'observation fournissant plus de données.

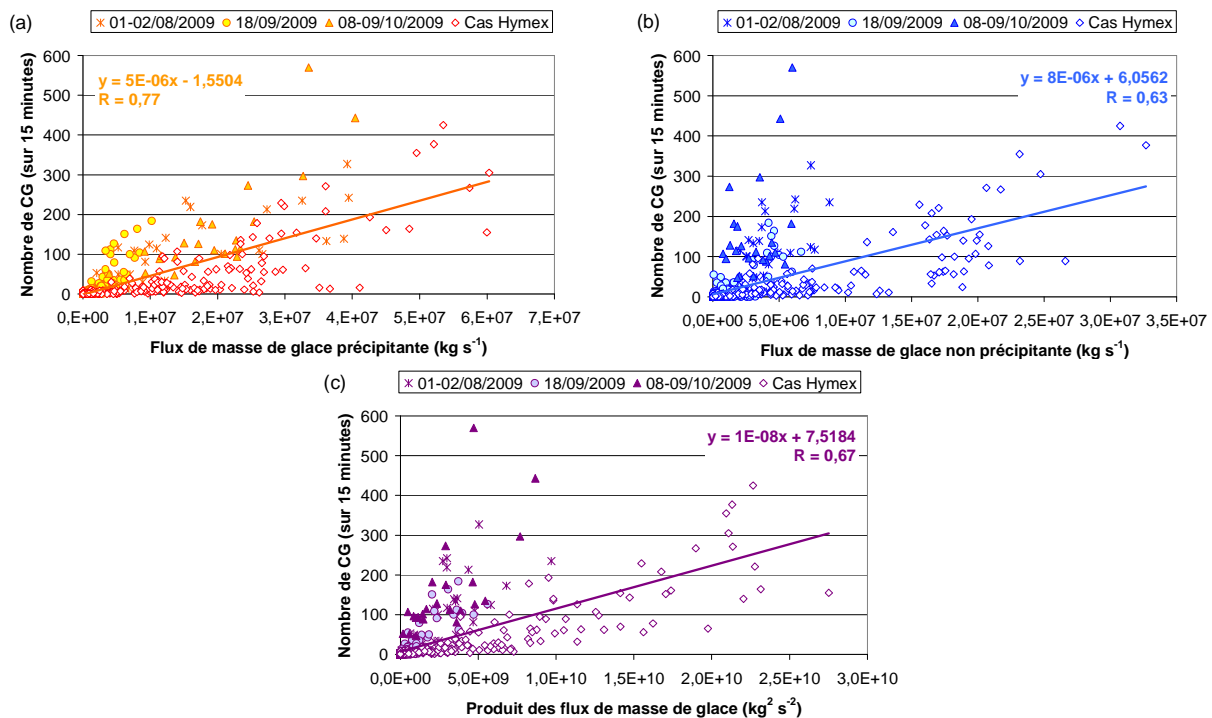


Figure 6.3 : Pour l'ensemble des ZO des 4 événements considérés : (a) Nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante. (b) Nombre de CG versus flux de masses de glace non précipitante. (c) Nombre de CG versus produits des flux de masse précipitante et non précipitante.

6.2 Regroupement de l'ensemble des résultats

Dans la section 4.3, les résultats issus des deux régions (parisienne et Sud-Est) ont été comparés et il est apparu que les relations trouvées pour chaque région étaient soit relativement différentes comme pour la relation entre taux de CG et produits des flux de masse de glace par exemple, soit semblables comme la relation entre taux de CG et flux de masse de glace précipitante. Dans cette section nous allons tenter de regrouper l'ensemble des résultats trouvés, pour les cas parisiens, les cas Sud-Est de 2009 et le cas Hymex, et de voir

s'il est possible de trouver une relation commune décrivant le comportement des ZO de la totalité de ces événements.

6.2.1 Relation entre réflectivité et CG

Dans le chapitre précédent, nous avons vu que le regroupement des ZO pour l'ensemble des cas du Sud-Est était réalisable et que, de cette façon, une relation commune pouvait être déterminée. Cependant, nous avons également vu que cette nouvelle relation pouvait entraîner une corrélation moindre entre les paramètres à l'échelle d'un cas d'étude : baisse du coefficient de corrélation entre volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ et taux de CG par quart d'heure en comparaison du coefficient obtenu pour le cas Hymex seul. Cependant ce phénomène est « normal », une comparaison générale basée sur plusieurs cas d'étude ne peut coller exactement à tous les points de tous les cas d'études. A noter également que de façon inverse, en ajoutant un quatrième cas à la comparaison entre volume de forte réflectivité et CG, une meilleure corrélation a été obtenue entre ces deux paramètres pour la région Sud-Est.

La figure 6.4a représente la comparaison des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ et des nombres de CG par ZO pour la totalité des événements parisiens et du Sud-Est. Une relation linéaire peut être déterminée entre les deux paramètres, avec un coefficient de corrélation satisfaisant de 0,87. La dispersion est non négligeable et le coefficient directeur de la droite de régression est sensiblement modifié par l'association des cas parisiens : $1,8 \times 10^{-2}$ (par rapport au coefficient directeur obtenu pour l'ensemble des cas Sud-Est : $1,9 \times 10^{-2}$).

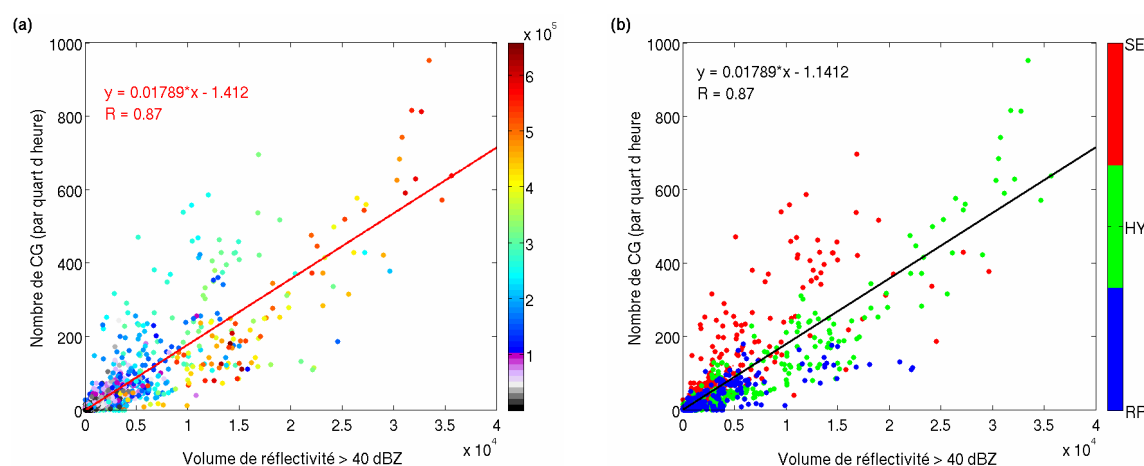


Figure 6.4 : Par ZO, pour la totalité des événements étudiés : nombre de CG versus volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ. (a) : la plage de couleur représente le volume total de chaque ZO (en km^3), (b) la plage de couleur représente chaque ensemble d'événement auquel chaque ZO appartient : les cas de la région parisienne (RP, en bleu), le cas Hymex (HY, en vert), les cas Sud-Est de 2009 (SE, en rouge).

Sur la figure 6.4b, où la comparaison des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ et des nombres de CG par ZO est également représentée, la plage de couleur représente cette fois-ci « l'ensemble » auquel appartient chaque ZO : cas parisien (en bleu), cas Hymex (en vert), ou cas Sud-Est de 2009 (en rouge). On constate que les plus fortes valeurs notamment en volume de forte réflectivité des cas parisiens ont tendance à « déplacer » la régression linéaire vers le bas, et donc à diminuer son coefficient directeur. En comparaison aux autres ensembles, les cas Sud-Est de 2009 ont quant à eux tendance à produire plus de CG pour un volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ équivalent. Ces différences de comportement peuvent être dues à des causes environnementales, précédemment évoquées dans la partie 4.3.1. En effet dans le Sud-Est de la France contrairement à la région parisienne, la présence de la mer Méditerranée constitue un apport d'air chaud et humide en basses couches, par flux

de sud, favorable au déclenchement et à l'alimentation de la convection. De plus le relief du Sud-Est de la France est nettement plus marqué que celui de la région parisienne. Celui-ci peut avoir plusieurs impacts sur la convection. Tout d'abord il peut favoriser son déclenchement par soulèvement orographique. Ensuite, il peut également entraîner des situations de blocage des systèmes orageux, bloquant ainsi leur évacuation et pouvant les maintenir dans un environnement propice à l'entretien et/ou au renforcement de la convection. Le relief peut également être à l'origine du blocage des « cold-pool » qui sont des plages d'air froid sous orage produites par les subsidences associées aux précipitations et qui sont renforcées par la fonte et l'évaporation de ces précipitations (Ducrocq et al., 2008). Dans certaines configurations ces zones d'air froid bloquent le flux de basse couche chaud et humide et le force à monter, ce qui renforce la convection. Cependant si l'on s'intéresse au cas Hymex (en vert sur la figure 6.4b), on peut constater que celui-ci a un comportement intermédiaire par rapport aux deux autres ensembles d'événements. Ceci pourrait notamment être expliqué par la taille des ZO produites par cet événement. En effet si l'on observe la taille des ZO de chaque ensemble d'événement (indiquée par l'échelle de couleur sur la figure 6.4a), on constate que les ZO du cas Hymex sont de grandes tailles, mais aussi que les ZO produites par les cas parisiens peuvent atteindre des tailles similaires. Au contraire, les ZO des cas Sud-Est de 2009 ont des tailles beaucoup plus réduites (pour des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ équivalents). On peut donc émettre l'hypothèse que la « concentration » de la convection sur une surface plus petite est plus favorable à la production de CG que son étalement sur une large zone. Ceci pourrait donc expliquer les différences observées dans la partie 6.1.1. Un test de comparaison des nombres de CG aux proportions que représentent les volumes de forte réflectivité par rapport au volume total de chaque ZO a été mené sans donner de résultat concluant. Néanmoins, la prise en compte d'un paramètre permettant d'avoir une idée de la concentration spatiale des fortes réflectivités dans la ZO (fortes proportions de réflectivité supérieure à 40 dBZ concentrées sur un volume restreint de la ZO ou étalées dans la ZO) pourrait permettre de tester cette hypothèse.

Cependant et malgré les différences observées, il semble donc qu'il soit possible de trouver une relation globale entre volume de forte réflectivité et nombre de CG, même s'il apparaît nécessaire de la tester avec de nombreux cas, pour voir s'il est possible de « stabiliser » cette relation (peu ou pas de variation en fonction de l'ajout de nouveaux cas). La relation obtenue à partir des six événements étudiés semble plus adaptée à des orages produisant des taux de CG importants (comme les cas du Sud-Est). On peut donc penser que des relations déterminées par région seraient plus représentatives et potentiellement utilisables dans une optique de prévision.

6.2.2 Relation entre microphysique et CG

Le regroupement des événements a également été réalisé pour les corrélations entre masse (et flux de masse) de glace et taux de CG. Notons que pour le cas Hymex, les données considérées sont celles établies à partir de la microphysique issue du radar de Nîmes. Même si celles-ci semblent présenter quelques anomalies, elles ont été choisies afin d'être en cohérence avec l'étude des cas 2009 (basée sur le radar de Nîmes), et parce que la couronne du radar était entièrement comprise dans le domaine (même si elle est de taille différente à celle utilisée pour l'étude des cas 2009).

La figure 6.5 représente la comparaison des taux de CG et des masses de glace précipitante (a et b) et des masses de glace non précipitante (c et d). On peut constater sur la figure 6.5a,c que les régressions établies à partir de la totalité des événements ne possèdent pas de coefficient de corrélation très élevé et que la dispersion due à certains groupes de points semble très forte. En faisant apparaître sur des graphiques identiques chaque ensemble d'événements (figure 6.5b,d), on montre que la dispersion observée sur les premiers graphiques est en fait due à une différence de comportement entre ces ensembles. Dans le cas

des masses de glace, les cas Sud-Est de 2009 semblent avoir un comportement qui se détache nettement par rapport aux autres événements : plus de CG produits pour des masses de glace plus faibles. L'hypothèse des différences de conditions environnementales peut être avancée pour expliquer les différences entre cas Sud-Est de 2009 (en rouge) et cas parisiens (en bleu). Cependant à nombre de CG équivalent les masses de glace restituées pour les ZO du cas Hymex (en vert) sont plus importantes que celles restituées pour les cas Sud-Est de 2009. On peut émettre l'hypothèse d'une organisation des quantités de glace et d'échanges de charges plus efficaces lors de ces événements pour expliquer cette différence. En effet bien que le cylindre creux pour ces cas soit le plus petit (rayons 85 et 130 km), si une relation générale était respectée, nous devrions avoir des masses plus faibles et des nombres de CG plus faibles. Toutefois un troisième facteur peut entrer en ligne de compte : le positionnement des ZO par rapport au cylindre creux lors des maxima d'activité CG. En effet, pour les cas Sud-Est de 2009, les ZO sont plus souvent à l'intérieur du cylindre creux lors du maximum d'activité CG que pour le cas Hymex. Ainsi pour les événements 2009, nous avons peut être accès à l'observation de stades de développement plus variés que pour le cas Hymex. En effet, il faut garder à l'esprit que les observations microphysiques ne sont considérées que sur une zone très restreinte par rapport à l'ensemble du domaine d'étude.

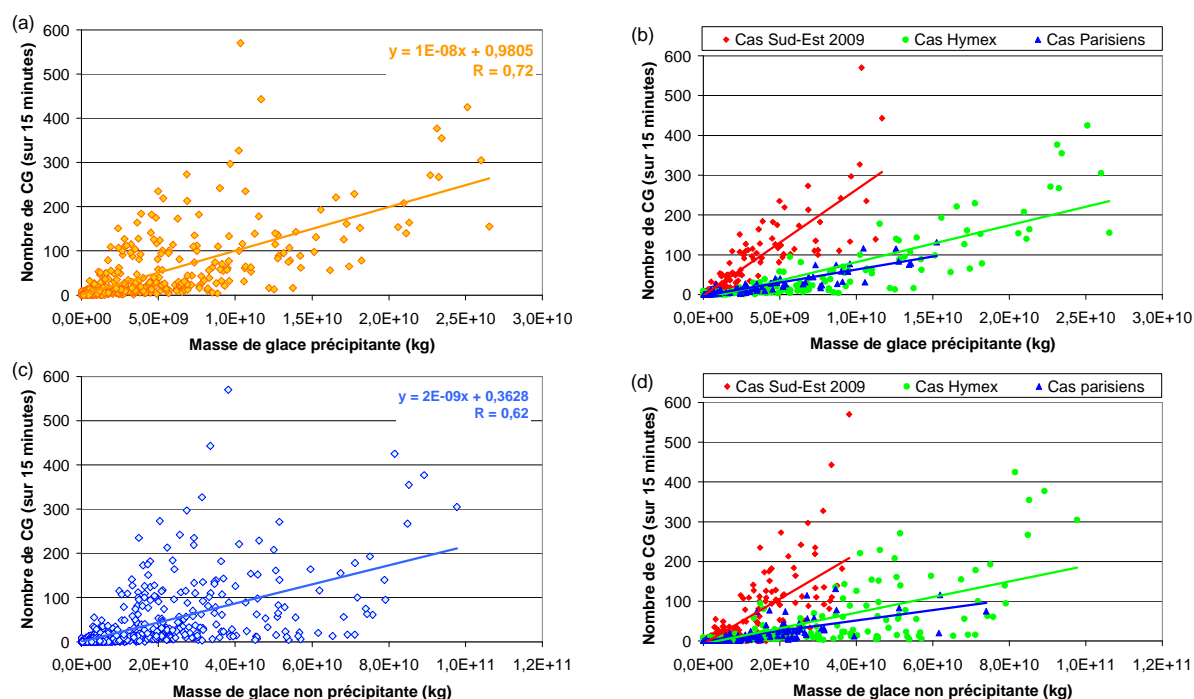


Figure 6.5 : Pour la totalité des ZO des événements étudiés : (a) Nombre de CG versus masse de glace précipitante par ZO (c) Nombre de CG versus masse de glace non précipitante par ZO. (b) et (d) : idem (a) et (c) avec une différenciation des ensembles d'événements étudiés par couleur : cas parisiens en bleu, cas Hymex en vert, cas Sud-Est de 2009 en rouge. Les droites de couleur sur ces graphiques représentent les régressions linéaires propres à chaque ensemble de données.

En ce qui concerne les cas parisiens et le cas Hymex (où les cylindres creux ont des rayons de 70 et 130 km), les comportements semblent un peu plus similaires, les plus fortes masses de glace et nombre de CG étant obtenus dans des ZO du cas Hymex. La pente de la régression linéaire obtenue pour les cas parisiens est légèrement plus faible que pour le cas Hymex, ce qui montre que les cas parisiens produisent moins de CG pour des quantités de glace équivalentes, et sont donc « moins efficaces » du point de vue de l'électrification.

Cependant si cette hypothèse de moindre efficacité est vérifiée, cela devrait apparaître au niveau de la comparaison des flux de masse de glace et notamment du produit des flux.

La figure 6.6 représente la comparaison entre les nombres de CG et les flux de masse de glace précipitante (a et b), de glace non précipitante (c et d), et le produit des flux de glace (e et f), pour chaque ZO de la totalité des événements.

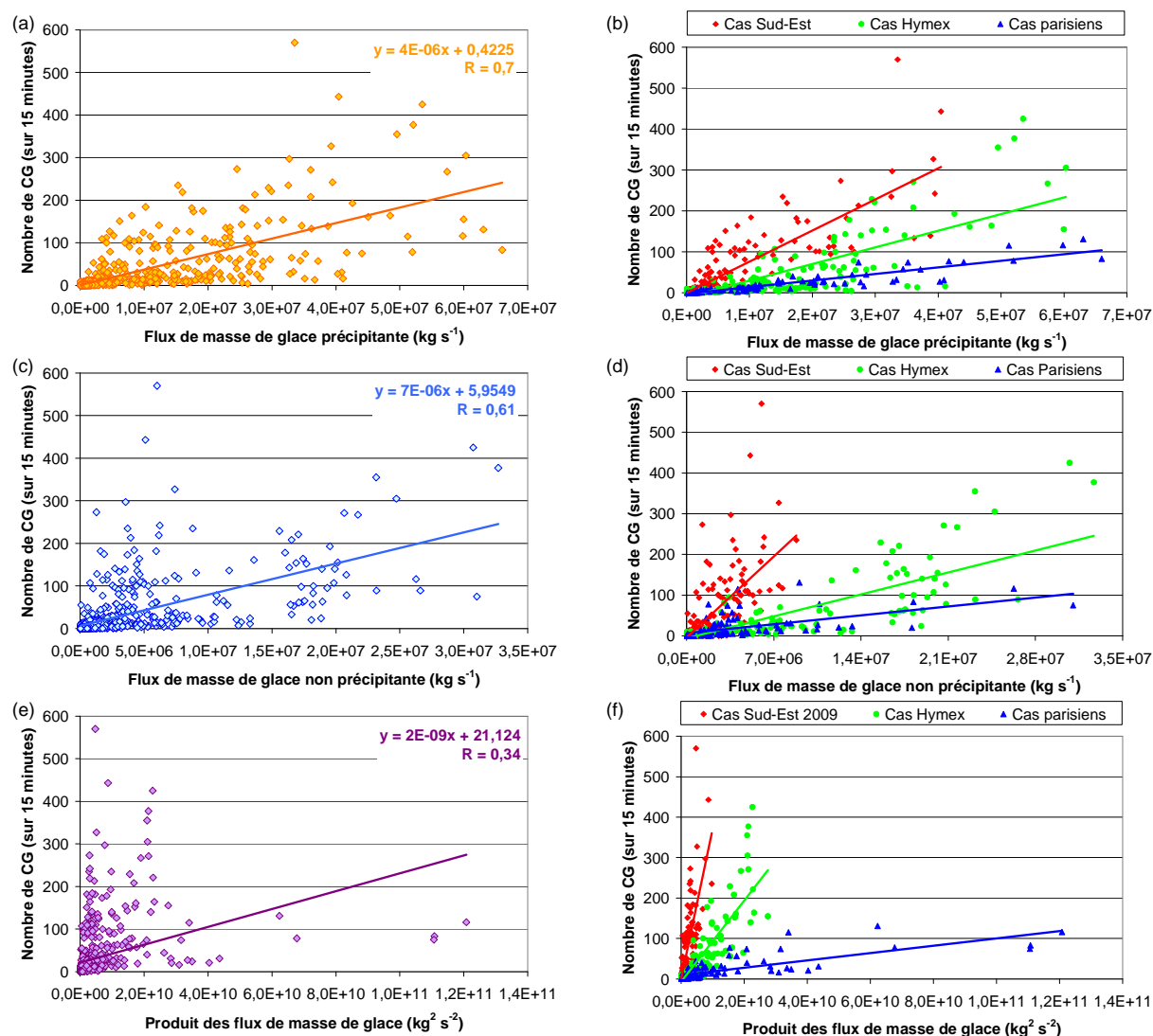


Figure 6.6 : Pour chaque ZO de la totalité des événements étudiés : (a) Nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante (c) : Nombre de CG versus flux de masse de glace non précipitante, (e) : Nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante. (b), (d) et (f) : idem (a), (c) et (e) avec une différenciation par couleur de chaque ensemble d'événement: cas parisiens en bleu, cas Hymex en vert, cas Sud-Est de 2009 en rouge. Les droites de couleurs sur ces graphiques représentent les régressions linéaires propres à chaque ensemble de données.

En ce qui concerne les flux de masse de glace précipitante (figure 6.6a), on retrouve une dispersion assez similaire à celle des masses associées (figure 6.5a). Un nombre important de points est éloigné de la droite de régression linéaire. En regardant la répartition des points par ensemble d'événements, on constate que les droites de régression propres à chaque ensemble sont bien distinctes (figure 6.6b). Une fois encore, à flux de masse de glace précipitante égal, les cas Sud-Est de 2009 produisent de plus grandes quantités de CG, et les cas parisiens en produisent de plus faibles. Si l'on s'intéresse maintenant aux flux de masse de glace non

précipitante (figure 6.6c,d), les mêmes résultats peuvent être observés. On peut cependant noter que la séparation des relations, notamment entre cas Sud-Est de 2009 et les deux autres ensembles d'événements, est plus marquée.

Considérons maintenant la comparaison entre taux de CG et produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante (figure 6.6e). On constate que la relation linéaire est loin de pouvoir décrire le comportement du nombre de CG par ZO en fonction du produit des flux, avec un coefficient de corrélation très faible ($R = 0,34$). Cependant lorsque l'on considérait chaque ensemble d'événement séparément, ces coefficients étaient bons. En différenciant chaque ensemble d'événement (figure 6.6f), il apparaît que les relations décrivant le lien entre produit des flux et nombre de CG par ZO sont très différentes, notamment d'un point de vue régional. Les cas parisiens peuvent fournir des produits de flux par ZO beaucoup plus élevés, mais avec une quantité de CG beaucoup plus faible. Pour les cas Sud-Est, dont le cas Hymex, bien que les relations soient différentes, et qu'une fois encore, les cas 2009 se démarquent en produisant les plus forts taux d'éclairs à valeur de produit des flux équivalente, la différence est moindre.

Nous constatons donc qu'établir des relations globales entre taux de CG et masse (ou flux de masse) de glace n'est a priori pas réalisable et que ces relations ont un caractère régional, voire dépendant de l'intensité du cas étudié comme nous l'avons vu dans la section 6.1. Les relations obtenues pour chaque ensemble d'événements entre masse de glace et taux de CG sont rappelées dans le tableau 6.1.

Événement	Relation CG – Masse de glace précipitante	Coefficient de corrélation
Paris	$CGR = 4,7 \times 10^{-10} \times mGP - 0,18$	$R = 0,89$
Sud-Est (2009)	$CGR = 2 \times 10^{-9} \times mGP - 0,19$	$R = 0,89$
Hymex Nîmes	$CGR = 6 \times 10^{-10} \times mGP - 0,76$	$R = 0,86$
Hymex Montclar	$CGR = 1,3 \times 10^{-9} \times mGP - 0,54$	$R = 0,9$

Tableau 6.1 : Relations entre taux de CG (par minute) et masse de glace précipitante (mGP) trouvées pour chaque ensemble d'événement de l'étude.

Les relations trouvées pour les cas parisiens et pour le cas Hymex (à partir de la microphysique issue du radar de Nîmes) sont relativement proches. Les deux autres relations trouvées pour les cas 2009 du Sud-Est et pour le cas Hymex (à partir de la microphysique issue du radar de Montclar) sont également ressemblantes. Dans les quatre cas les coefficients sont significatifs d'une bonne corrélation linéaire, même s'ils n'atteignent pas celui obtenu par Latham et al. (2007) ($R = 0,94$, cf. chapitre 4, tableau 4.1) entre masse de glace précipitante et taux d'éclair total (CG + IC). Il y a donc un lien qui semble fort entre activité CG et masse de glace précipitante, mais considérer l'activité électrique totale pourrait contribuer à améliorer la qualité des relations trouvées.

Les relations entre taux de CG et flux de masse de glace précipitante et entre taux de CG et produit des flux de masse de glace sont récapitulées dans le tableau 6.2 (avec des taux de CG par minute). En ce qui concerne les relations entre nombre de CG et flux de masse de glace précipitante, on constate qu'elles sont relativement proches les unes des autres, tous les coefficients directeurs étant du même ordre de grandeur. Fait intéressant, les relations trouvées pour les cas Sud-Est (2009) et à partir du radar de Montclar pour le cas Hymex, sont très similaires. La meilleure corrélation est obtenue pour les cas parisiens.

Pour ce qui est des relations entre taux de CG et produit des flux de glace, les différences entre les relations sont plus marquées. Les relations déduites pour le cas Hymex (à partir des

radars de Nîmes et Montclar) sont relativement proches et sont associées aux meilleurs coefficients de corrélation obtenus pour ces relations. Les relations des cas parisiens et des cas Sud-Est (2009) possèdent des coefficients directeurs différents de plus ou moins un ordre de grandeur avec les relations précédentes.

Événement	Relation CG – Flux de masse de glace précipitante	Relation CG – Produit des flux de masse de glace
Paris	$CGR = 1,3 \times 10^{-7} \times FGP - 0,17$ (R = 0,92)	$CGR = 6 \times 10^{-11} \times PF + 0,65$ (R = 0,76)
Sud-est (2009)	$CGR = 5,3 \times 10^{-7} \times FGP - 0,02$ (R = 0,86)	$CGR = 2,7 \times 10^{-9} \times PF - 0,03$ (R = 0,83)
Hymex Nîmes	$CGR = 2,7 \times 10^{-7} \times FGP - 0,77$ (R = 0,8)	$CGR = 6,7 \times 10^{-10} \times PF - 0,47$ (R = 0,86)
Hymex Montclar	$CGR = 5,3 \times 10^{-7} \times FGP - 0,67$ (R = 0,84)	$CGR = 2,7 \times 10^{-10} \times PF - 0,21$ (R = 0,84)

Tableau 6.2 : Relations entre taux de CG (par minute) et flux de masse de glace précipitante (FGP), et entre taux de CG (par minute) et produit des flux de masse de glace (PF), pour chaque ensemble d'événement de l'étude.

Dans toutes les comparaisons effectuées (masses ou flux de masse avec taux de CG), on retrouve donc trois comportements distincts associés à chaque ensemble d'événements. Ces différences peuvent s'expliquer de différentes manières :

- par des différences de conditions environnementales entre la région parisienne et le Sud-Est de la France ;
- par la différence de fréquence des radars utilisés : bande S dans le Sud-Est, bande C en région parisienne ;
- par la taille des couronnes (et donc des ZO prises en compte) : mais les taux de CG devraient varier de façon proportionnelle aux paramètres étudiés ;
- par des manques de données microphysiques : quelques tours manquants ont été repérés pour tous les cas Sud-Est (2009 et 2010), ou un manque de données dynamiques : pour les cas du Sud-Est, et notamment 2009, des « trous » dans les champs de vitesse verticale ont été repérés, a priori causés soit par des effets de bord (dans le cas de succession de cellules de petites tailles sur le domaine), soit par un manque de données dynamiques à la base (« trous » dans les champs de vitesses horizontales).

Cependant, il semble curieux de trouver des masses et flux de masse de glace plus grands pour les cas parisiens que pour les cas Sud-Est. En effet, en règle générale il est observé que les orages se produisant dans le Sud-Est sont plus intenses que ceux se produisant en région parisienne, notamment en raison de conditions géographiques beaucoup plus favorables. Dans le Sud-Est, l'apport d'air chaud et humide venue de Méditerranée couplé au soulèvement puis au blocage que peuvent provoquer les différents reliefs de la région sont propices au développement de forts systèmes convectifs. La dynamique de ces systèmes est donc *a priori* nettement plus développée (ou en capacité de se développer) que celles des systèmes se produisant en région parisienne.

L'explication pourrait donc être que les ZO développées en région parisienne sont de plus grande taille et possèdent une dynamique plus organisée que celles qui se développent dans les cas du Sud-Est. Cependant une comparaison des surfaces des ZO de chaque cas a été effectuée. Il en ressort que les ZO de plus grande taille sont produites par le cas Hymex et un

des cas du Sud-Est (le 8-9/10/09), puis un cas parisien (le 7/10/09). La surface des ZO ne semble donc pas influencer les valeurs des paramètres calculées.

L'aspect volumique a ensuite été testé en déterminant le nombre de mailles (et donc le volume) qui entrait en compte dans le calcul des flux de glace et de leur produit (i.e. nombre de mailles par ZO dans lequel le paramètre considéré est non nul). Pour le flux de masse de glace non précipitante (figure 6.7b), on constate qu'en règle générale les plus forts flux sont associés aux plus grands volumes dans lesquels ils sont calculés, ce qui paraît logique. Cependant pour les flux de masse de glace précipitante (figure 6.7a) et surtout pour le produit des flux de masse (figure 6.7c) cette logique ne semble plus respectée. Dans le premier cas, un flux de l'ordre de $6 \times 10^7 \text{ kg s}^{-1}$ peut être obtenu (avec un nombre de CG d'environ 130) sur la base d'une somme des valeurs de flux dans un peu plus de 4000 mailles pour une ZO, et de plus de 11000 mailles dans une seconde ZO (voir ZO entourées en violet sur la figure 6.7a).

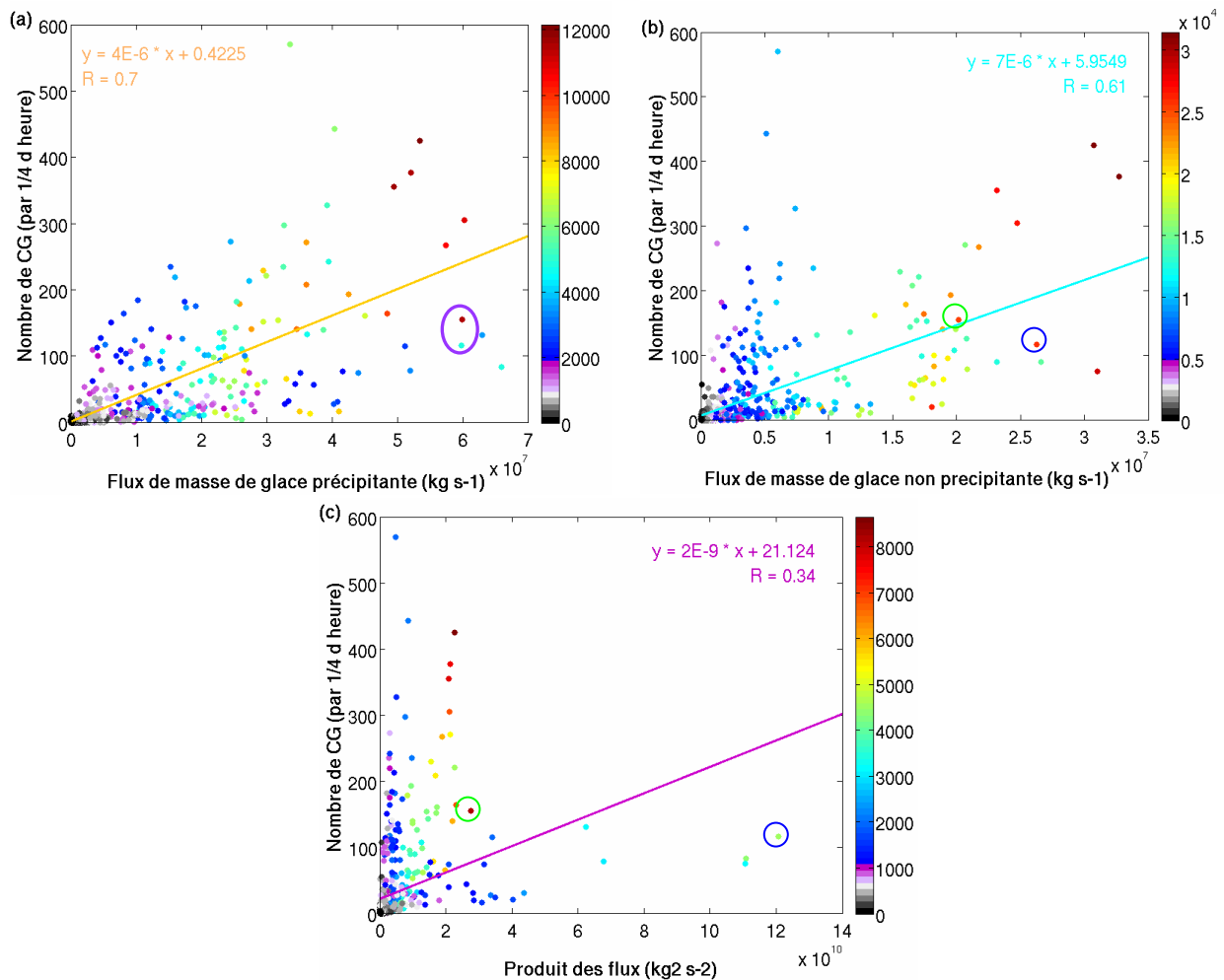


Figure 6.7 : (a) Idem Fig 6.6 (a), (b) idem Fig 6.6 (c), (c) idem Fig 6.6 (e). A la différence des figures 6.6, les échelles de couleurs représentent le nombre de mailles intervenant dans le calcul de chaque paramètre.

Nous avons donc détaillé les flux de masse de glace précipitante calculés dans chaque maille de ces deux ZO : une appartenant au cas Hymex : le 7/09/10 à 1900 UTC (la ZO avec le plus de CG, i.e. le point rouge sur la figure), l'autre appartenant au cas parisien du 7/10/09 à 1915 UTC (le point bleu). Les paramètres statistiques associés sont donnés dans le tableau 6.3. On retrouve la valeur du flux de masse de glace précipitante reportée sur la figure 6.7a dans la première colonne (« Somme totale de FGP sur la ZO »). Cependant on constate que le

nombre de mailles prises en compte dans le calcul des flux totaux sur les ZO est très différent (troisième colonne du tableau), ce qui est visible sur la figure 6.7a, de même que les valeurs moyennes du flux par maille (deuxième colonne du tableau). Ceci démontre que les valeurs par maille sont nettement plus élevées dans la ZO parisienne que pour celle du cas Hymex. La médiane des flux par maille confirme ce résultat : avec une médiane supérieure pour la ZO parisienne par comparaison à la ZO du cas Hymex.

Flux de masse de glace précipitante (FGP) par maille (kg s^{-1})	Somme totale de FGP sur la ZO	Moyenne de la valeur de FGP par maille	Nombre de maille où FGP $\neq 0$	Médiane de la valeur de FGP par maille
ZO – Paris : 7/10/09 à 1915 UTC	5.98×10^7	12400	4826	11568
ZO – Hymex : 7/09/10 à 1900 UTC	6×10^7	5240	11446	4305

Tableau 6.3 : Quelques valeurs statistiques basées sur le calcul des flux de masse de glace précipitante calculés par maille pour les 2 ZO isolées sur la figure 6.7(a).

Dans le cas des produits des flux de masse, on s'aperçoit que les plus grands nombres de mailles pris en compte dans le calcul se trouvent au niveau du cas Hymex (identification de la figure 6.7c avec la figure 6.6f). Par contre, les plus forts produits des flux sont calculés pour un nombre de mailles beaucoup moins important et correspondent à un des cas parisiens.

Il semble donc exister un élément favorisant la production de flux de masses et de produit des flux de masse dans des surfaces (ou des volumes) restreintes, sans pour autant favoriser la production de CG, ce qui semble en soit être un paradoxe.

6.2.3. Etude du paradoxe observé : focalisation sur deux ZO particulières

Afin d'essayer d'identifier la cause du paradoxe observé dans la section précédente, nous avons détaillé l'étude des deux ZO entourées sur la figure 6.7a, une appartenant au cas Hymex, l'autre appartenant au cas parisien du 7/10/09. Ces deux ZO sont également repérées sur les figures 6.7b,c avec le code couleur utilisé sur les graphiques précédents : en bleu pour la ZO parisienne et en vert pour la ZO du cas Hymex. Les réflectivités à 2500 m de ces deux ZO sont représentées (pour un quart d'heure) sur la figure 6.8a pour le cas parisien et 6.8b pour le cas Hymex.

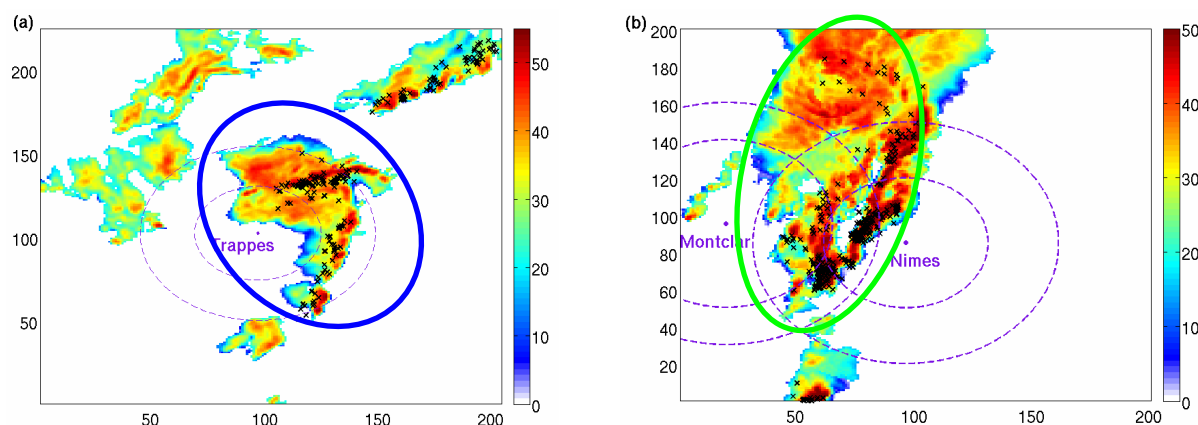


Figure 6.8 : Réflectivité à 2500 m conservée dans les ZO, avec CG superposés (croix noires) pour (a) le cas parisien du 7/10/09 à 1915 UTC, et (b) le cas Hymex du 7/09/10 à 1900 UTC. Les deux ZO considérées sont entourées sur chacune des figures.

D'après les figures 6.7 on constate que ces ZO ont des valeurs de flux de masse de glace (précipitante ou non précipitante) comparables, alors que leur produit des flux (rappelons que celui-ci est réalisé par maille et non en multipliant les deux valeurs de flux totaux) sont différents. Ceci pourrait être dû à une répartition différente des flux sur la verticale. En effet, dans une ZO avec des ascendances fortes (type cas Hymex) on pourrait avoir une séparation des flux sur la verticale : avec un regroupement des flux de glace précipitante dans la partie intermédiaire du nuage, et des flux de glace non précipitante dans la partie haute. Au contraire dans un cas de ZO avec une ascendance plus faible, il pourrait y avoir cohabitation des flux aux mêmes altitudes. Le produit des flux étant calculé dans chaque maille (3D), dans le premier cas les plus fortes valeurs ne seraient jamais à la même altitude. Nous avons donc représenté les flux et produit des flux par maille en fonction de l'altitude pour ces deux ZO (non montré). Notre hypothèse de répartition verticale n'a pas été vérifiée. Mais il est apparu que les produits des flux par maille calculés pour le cas Hymex étaient plus faibles.

Nous nous sommes intéressés à la répartition horizontale des flux de glace. Si l'on considère une ZO où les ascendances et subsidences sont très fortes, il est possible que les flux de masse de glace se situent à des altitudes voisines, mais dans des colonnes différentes. C'est-à-dire que l'ascendance soit trop forte pour rendre possible l'existence d'un flux dirigé vers le bas en son sein, et donc que ce flux descendant soit situé juste à côté dans la zone de subsidence. Nous avons donc tracé la répartition spatiale des flux de masse de glace précipitante et non précipitante ainsi que leur produit (tous calculés par maille) à 5000 m pour les deux ZO étudiées, ce que montre la figure 6.9. Si l'on considère les figures 6.9a,b, représentant les flux de masse de glace précipitante et non précipitante par maille à 5000 m pour la ZO du cas Hymex, on peut s'apercevoir que les plus fortes valeurs de chacun des deux flux ne sont pas co-localisées, ce qui se traduit par des produits de flux faibles (figure 6.9c). Au contraire si l'on considère les figures 6.9d,e, qui représentent les flux par maille à 5000 m pour la ZO du cas parisien, on observe que des valeurs modérées des deux flux peuvent être co-localisées. Cette répartition se traduit par des valeurs de produits des flux par maille (figure 6.9f) pouvant être jusqu'à quatre fois plus élevées que celles du cas Hymex. Ceci explique donc les observations selon lesquelles des flux beaucoup plus importants peuvent être calculés pour le cas parisien plutôt que pour le cas Hymex, mais il reste à savoir à quoi cette répartition horizontale peut être due.

Nous avons donc observé la répartition horizontale à 5000 m et 7500 m des divers constituants des flux, à savoir les hydrométéores eux-mêmes : la glace précipitante et la glace non précipitante, ainsi que les vitesses verticales, dans les deux ZO étudiées. La figure 6.10 regroupe les cartes de vitesses verticales et de glace précipitante et non précipitante à 5000 m pour la ZO du cas Hymex et la ZO du cas parisien. Notons qu'il n'y a pas une réelle correspondance entre cette figure et la figure 6.9. Ceci est dû au fait que le calcul des flux est basé sur des valeurs interpolées par maille sur des sphères de 2 ou 2,5 km. Beaucoup d'informations sont donc prises en compte dans le calcul d'une valeur par maille. Les figures 6.10 représentent des observations par point de mesure. Ceux-ci n'interviennent pas uniquement dans le calcul des flux de la maille à laquelle ils appartiennent, mais interviennent également dans le calcul des flux des mailles voisines.

Pour les deux ZO, il est possible de constater une correspondance entre zones d'ascendance (figure 6.10a,d) et masse de glace précipitante (figure 6.10b,e). Ces zones d'ascendance représentent des zones de convection, à l'intérieur desquelles les processus d'électrisation se produisent, et donc à l'intérieur desquelles les échanges de charge engendrés par les collisions entre les deux catégories de glace doivent être importants. Les vitesses d'ascendance étant supérieures dans la ZO du cas Hymex, c'est dans cette ZO que les produits des flux devraient être les plus forts. Or ce n'est pas le cas.

Pour comprendre ce phénomène, il faut revenir à la définition des flux eux-mêmes, basée sur la méthodologie de l'étude de Barthe et al. (2010) que nous avons souhaité suivre. Le flux

de masse de glace précipitante est, comme nous l'avons précisé dans la partie 3.3.4, un flux de masse de glace précipitante descendant par rapport au sol.

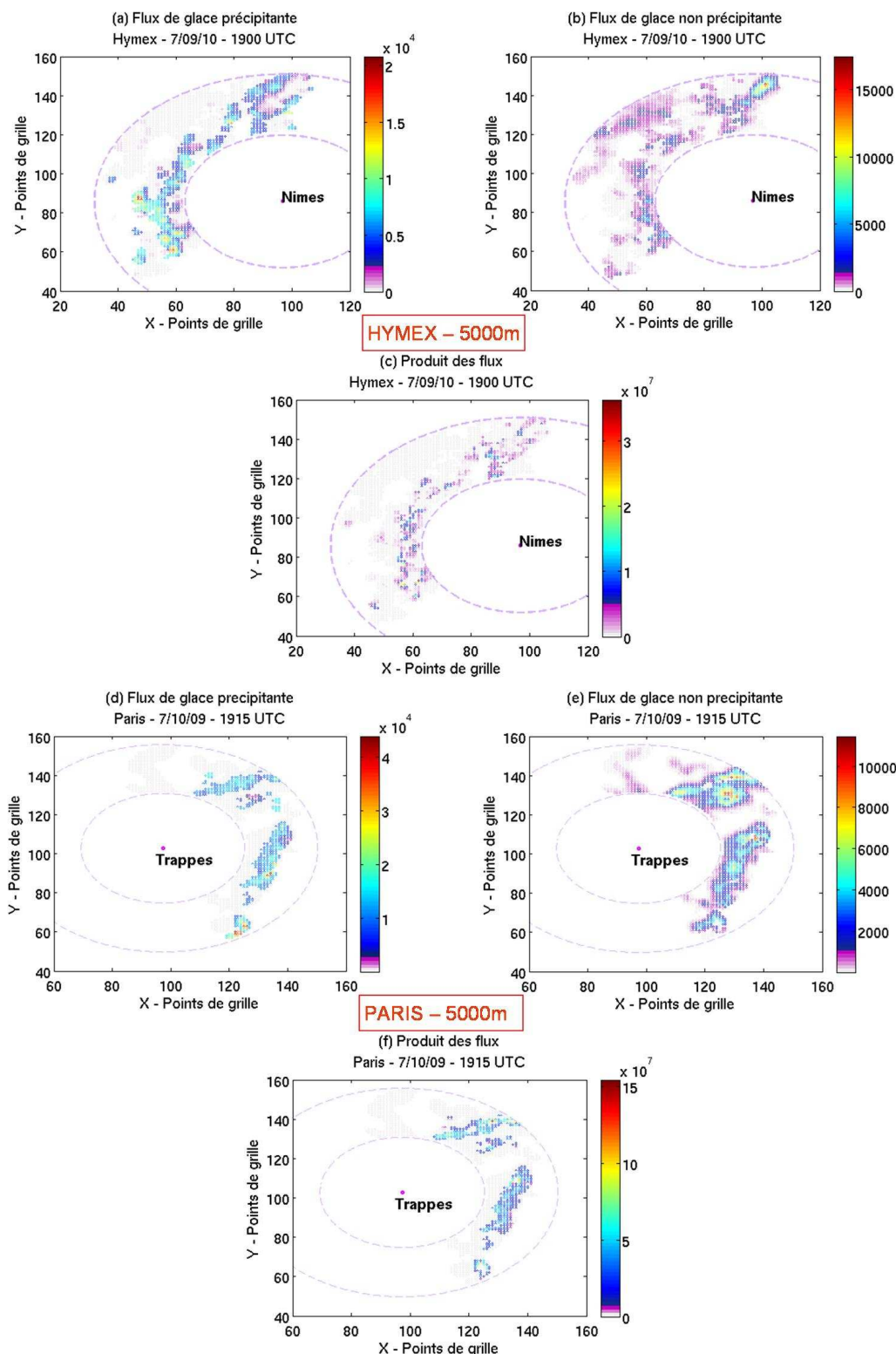


Figure 6.9 : Pour le 7/09/10 à 1900 UTC (cas Hymex), à 5000 m : (a) flux de masse de glace précipitante par maille, (b) flux de masse de glace non précipitante par maille, (c) produit des flux de masse de glace par maille. Pour le 7/10/09 à 1915 UTC (cas parisien), à 5000 m : (d), (e), (f) : comme pour (a), (b), (c), respectivement.

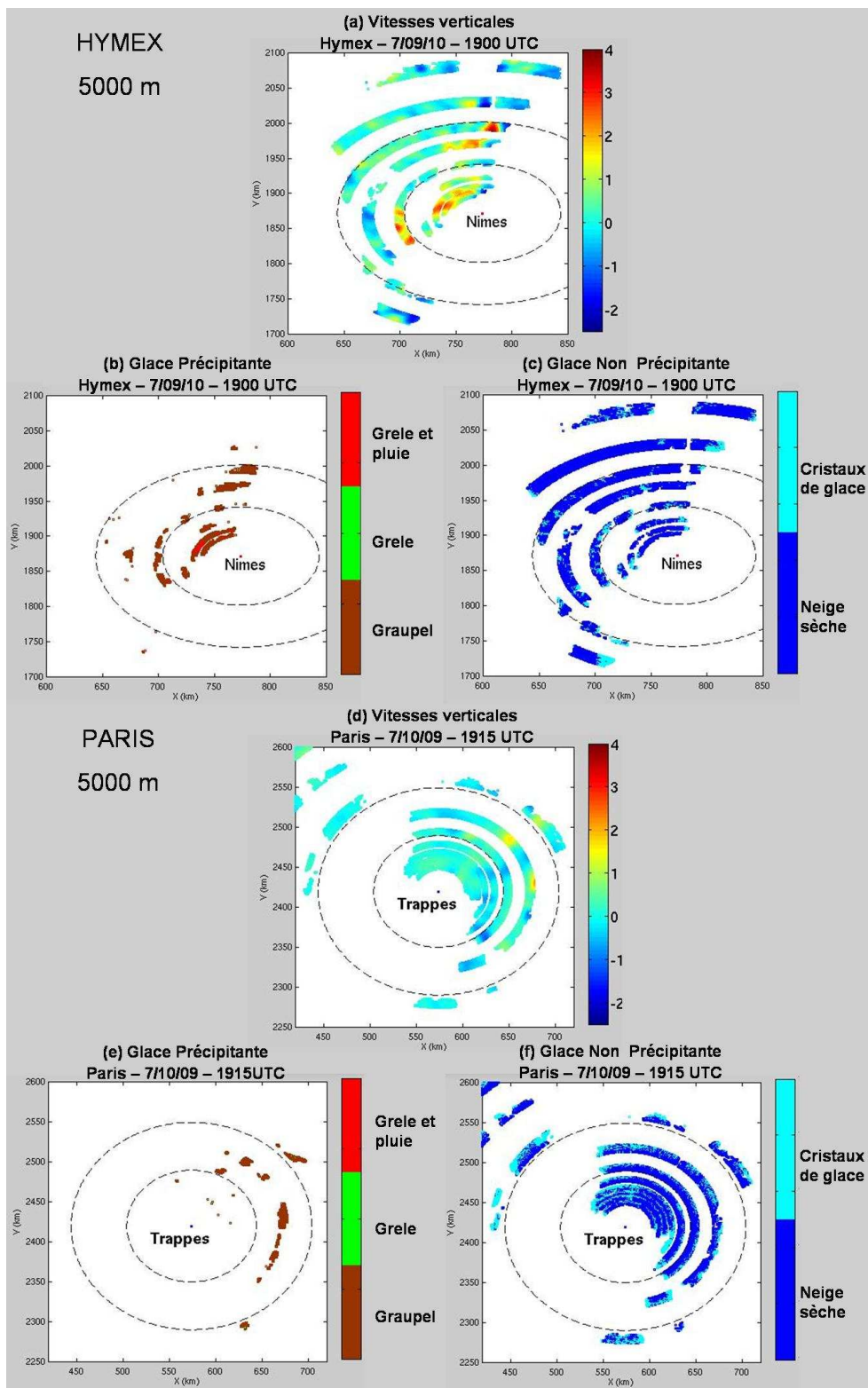


Figure 6.10 : Pour le 7/09/10 à 1900 UTC (cas Hymex), à 5000 m : (a) vitesse verticale de l'air interpolée en chaque point de mesure microphysique, (b) données polarimétriques de glace précipitante (c) données polarimétriques de glace non précipitante. Pour le 7/10/09 à 1915 UTC (cas parisien), à 5000 m : (d), (e), (f) : comme pour (a), (b), (c), respectivement.

Afin de tenir compte de cette définition, une étape du calcul consiste à ne considérer la glace précipitante que si sa vitesse de chute est assez élevée pour « contrer » l'ascendance et donc si la glace chute par rapport au sol. Il en est de même pour la glace non précipitante, mais dans le cas d'une ascension par rapport au sol. Or les vitesses terminales de chute des grosses particules (avec des réflectivités radar élevées) ne peuvent dépasser les 2 m s^{-1} environ (voir figure 5.14a, courbe bleue). Ce qui, dans le cas parisien pris en exemple ici, ne pose pas forcément de problème. En effet, si l'on regarde l'évolution temporelle de la vitesse verticale de l'air maximale dans les ascendances représentée sur la figure 6.11a (vitesse considérée au niveau des points microphysiques, donc intervenant dans la comparaison des vitesses w et v_t), on s'aperçoit qu'elle oscille grosso modo entre 1 et 2 m s^{-1} . Au contraire, si l'on regarde l'évolution temporelle de la vitesse verticale maximale dans les ascendances pour le cas Hymex (figure 6.11b), on s'aperçoit qu'elle oscille entre 2 et 3 m s^{-1} en début d'événement et atteint même 5 à 6 m s^{-1} en fin d'événement. Ce qui signifie que de la glace précipitante présente dans les fortes ascendances ne rentrera pas en ligne de compte dans le calcul du flux de masse de glace précipitante et donc dans le produit des flux, puisque la condition $w - v_t < 0$ (cf. section 3.3.4.2) n'est pas vérifiée.

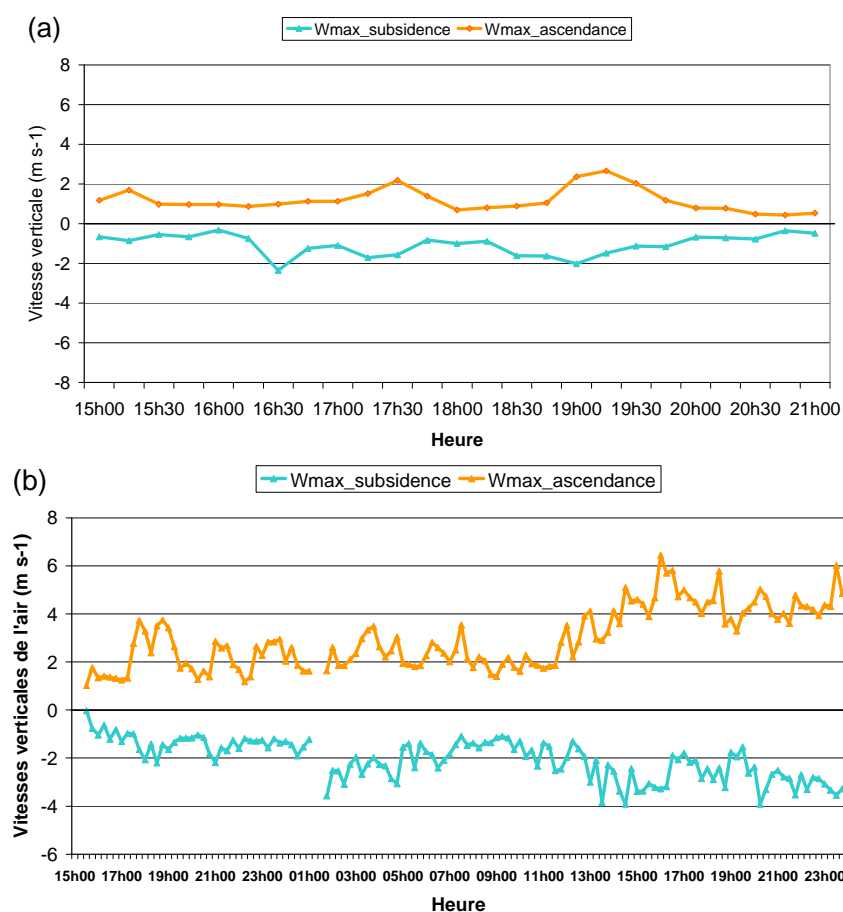


Figure 6.11 : Evolution temporelle des vitesses verticales de l'air maximales (valeurs des vitesses considérées après interpolation en chaque point microphysique pour la comparaison avec les vitesses terminales de chute) dans les ascendances (en orange) et dans les subsidences (en bleu) pour (a) : le cas parisien du 7/10/2009, (b) : le cas Hymex (6-7/09/2010).

Cependant dans le cadre de l'électrification d'un nuage, les mouvements à considérer sont liés aux vitesses relatives des particules les unes par rapport aux autres. C'est-à-dire que pour qu'il y ait collision (avec suffisamment d'énergie pour un échange de charge) entre une grosse

particule (glace précipitante) et une petite particule (glace non précipitante), il est préférable que la différence de vitesse entre les deux soit grande (quelle que soit leur vitesse par rapport au sol). Ces collisions se produisent justement d'autant plus que les particules se trouvent dans de fortes zones d'ascendances.

Nous venons donc de mettre en exergue une faiblesse de la méthodologie. La façon de définir les flux de masse de glace et donc le produit des flux de masse de glace ne permet pas de rendre compte intégralement de l'électrisation du nuage (et donc de son « potentiel » de production de CG).

6.3 Nouveau calcul de flux pour le cas Hymex

Afin de tester le changement entraîné par la prise en compte ou non de la vitesse verticale de l'air dans le calcul du flux de masse de glace précipitante, nous avons re-calculé ce flux sans vitesse verticale de l'air, ainsi que le produit des flux associé pour le cas Hymex, à partir des données du radar de Nîmes.

Le résultat obtenu pour la relation entre produit des flux de glace et activité CG est représenté sur la figure 6.12. Sur cette figure les ensembles de points concernant les cas Sud-Est de 2009 (en rouge) et les cas parisiens (en bleu) sont identiques à ceux qui étaient considérés précédemment (cf. figure 6.6f). Seuls les points concernant le cas Hymex (en vert) ont été modifiés. Le premier constat qui peut être fait est que la différence de valeur de produit des flux obtenus pour les ZO du cas Hymex et des cas parisiens est corrigée. Il est bien possible d'obtenir des produits des flux plus grands pour le cas Hymex. Par contre, il semble que la dispersion des points autour de la droite de régression soit plus importante.

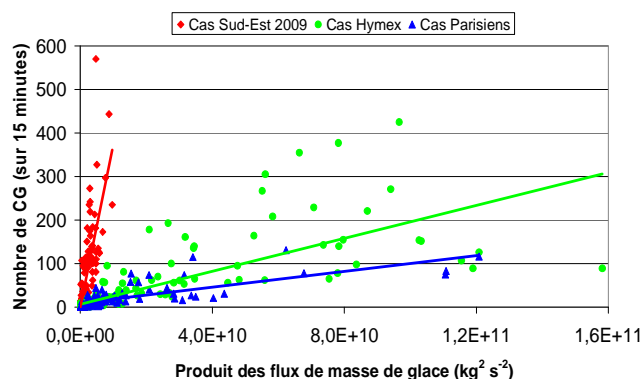


Figure 6.12 : Nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante pour chaque ZO de chacun des événements étudiés. Les ensembles d'événements sont différenciés par couleur : cas parisiens en bleu, cas Hymex en vert, cas Sud-Est de 2009 en rouge. Les droites de couleur sur ces graphiques représentent les régressions linéaires propres à chaque ensemble de données.

En effet si l'on compare les résultats obtenus pour le produit des flux de glace avec (figure 5.11c) et sans (figure 6.13b) prise en compte de la vitesse verticale de l'air dans le calcul du flux de masse de glace précipitante, on s'aperçoit que la dispersion est beaucoup plus importante, avec un coefficient de corrélation linéaire qui passe de 0,86 à 0,76.

Par contre, en comparant les relations entre activité CG et flux de masse de glace précipitante avec (figure 5.11a) et sans (figure 6.13a) prise en compte de la vitesse verticale de l'air, on observe une amélioration de la corrélation avec un coefficient de corrélation linéaire passant de 0,8 à 0,87. Ceci peut s'expliquer par le fait que la totalité de la glace précipitante présente dans les ZO dans les cylindres creux au-dessus de l'isotherme -5°C est prise en compte, rejoignant ainsi la bonne corrélation qui apparaissait avec la masse de glace précipitante (figure 5.9a).

L'affaiblissement de la relation entre produit des flux et activité CG peut suggérer qu'il reste des questions en suspens dans la méthodologie à appliquer pour calculer ce produit des flux. La prise en compte d'autres paramètres pourrait éventuellement être nécessaire afin de mieux représenter le processus d'électrisation non-inductif et améliorer les corrélations trouvées avec l'activité CG. Par exemple, étant donné que les collisions entre graupels et cristaux de glace lors du mécanisme d'électrisation sont basées sur la différence de vitesse entre ces deux catégories de glace, on peut supposer que la considération de la vitesse relative entre ces particules dans le calcul du produit des flux de glace serait plus représentatif.

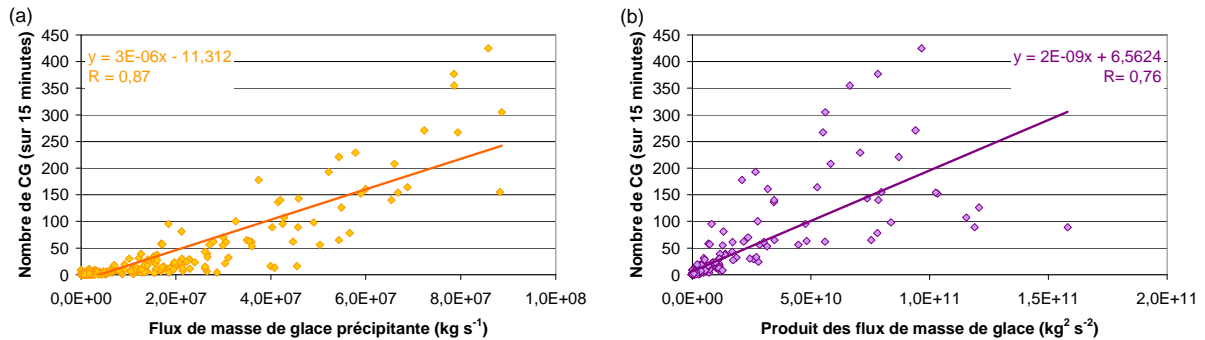


Figure 6.13 : Pour chaque ZO du cas Hymex (données provenant du radar de Nîmes) : (a) nombre de CG versus flux de masse de glace précipitante, (b) nombre de CG versus produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante.

Cependant, le problème va être de déterminer cette vitesse relative et pour ce faire, calculer la différence de vitesse entre les deux catégories dans chaque maille cartésienne. En effet, dans chaque maille, un certain nombre de particules de chaque catégorie est présent. S'il est possible de calculer la vitesse terminale en chaque point microphysique à partir de lois $Z-v_t$, la question qui va se poser va être de déterminer une vitesse de chute représentative de l'ensemble des points microphysiques appartenant à la catégorie de glace considérée dans la maille cartésienne. Un calcul faisant appel à des moyennes pondérées ou pas ne semble pas très adapté, puisque les vitesses de chute peuvent être relativement différentes d'un point à l'autre. De plus, compte tenu de l'incertitude existant sur la détermination des vitesses de chute à partir des données à notre disposition, entreprendre des calculs de ce genre semblerait quelque peu hasardeux. C'est pourquoi nous n'avons pas tenté de poursuivre l'amélioration du calcul du produit des flux de glace, mais nous avons plutôt tenté de considérer de nouveaux paramètres pouvant être considérés comme représentatifs du mécanisme non-inductif et donc de l'électrisation du nuage.

6.4 Proposition de nouveaux paramètres

Pour des questions pratiques, les nouveaux paramètres développés ont été testés sur le cas Hymex, à partir des données du radar de Nîmes.

Afin que le mécanisme non-inductif se produise, il est nécessaire que les catégories de glace précipitante et non précipitante co-existent. Donc, on peut supposer que plus ces deux catégories seront présentes en grande quantité dans une même maille, plus les collisions auront de chances de se produire, et donc l'électrisation du nuage de se développer et de favoriser la production d'éclair.

C'est pourquoi dans un premier temps, nous avons calculé le produit des masses de glace précipitante et non précipitante dans chaque maille cartésienne, que nous avons ensuite sommé sur toutes les mailles d'une zone orageuse, afin de faire une comparaison avec l'activité d'éclair. Les résultats obtenus sont présentés sur la figure 6.14a. On observe qu'il est possible d'obtenir une relation linéaire entre activité CG et produit des masses de glace avec

un bon coefficient de corrélation de 0,85, très proche de ce que l'on obtenait avec le produit des flux de masse de glace ($R = 0,86$, figure 5.11c).

D'autre part, nous avons vu dans la partie 5.5.3 que le fait de ne considérer que les parties convectives des zones orageuses pouvait permettre d'améliorer les relations étudiées entre activité CG et paramètre nuageux. Nous avons testé le calcul du produit des masses de glace uniquement dans les parties convectives des zones orageuses. Les résultats sont représentés sur la figure 6.14b. Comme pour les masses considérées de façon individuelle (figures 5.26 et 5.27), il est possible de constater une amélioration de la corrélation linéaire entre produit des masses de glace et activité CG, qui passe de 0,85 à 0,88. Comme dans le chapitre 5, ceci peut être notamment expliqué par le fait que l'électrification du nuage se produit au niveau des parties convectives des orages (où les ascendances sont présentes), de même que la plus grande proportion des CG. On remarque également que pour les zones convectives, la dispersion des points pour les faibles taux de CG diminue nettement.

Au vu de ces résultats, le produit des masses de glace pourrait donc remplacer avantageusement le produit des flux de glace, d'une part en proposant un calcul simplifié dans lequel moins de variables interviennent, d'autre part en permettant d'obtenir des relations linéaires avec l'activité d'éclair qui pourraient s'avérer aussi intéressantes que celles obtenues à partir du produit des flux de glace.

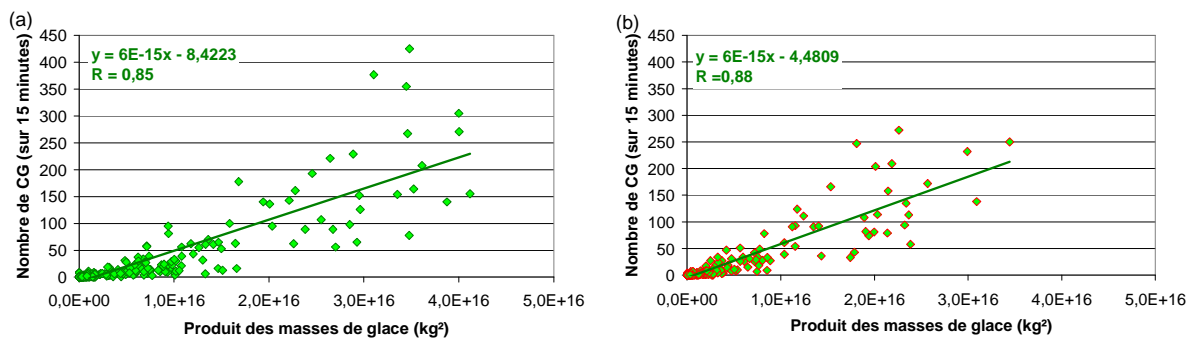


Figure 6.14 : Pour le cas Hymex : nombre de CG versus produit des masses de glace précipitante et non précipitante (a) dans chaque ZO, (b) dans les parties convectives de chaque ZO.

Un autre test a également été réalisé en supposant que plus la convection est forte (et donc les ascendances), plus la zone de charge du nuage sera développée, plus l'électrification pourra être forte et donc plus la probabilité d'occurrence des éclairs sera forte. Nous avons tenté de combiner le produit des masses de glace avec la vitesse verticale de l'air, en partant du principe que plus les deux catégories seraient co-localisées en grandes quantités et dans des zones d'ascendances fortes, plus l'électrification du nuage serait favorisée.

Pour ce faire nous avons calculé le produit de la masse de glace précipitante par la masse de glace non précipitante et par la vitesse verticale de l'air, uniquement dans les mailles cartésiennes où cette vitesse était positive (ascendance). Nous avons ensuite sommé les produits obtenus sur toutes les mailles de chaque ZO, et nous avons comparé ces valeurs à l'activité CG. Les résultats obtenus sont présentés sur la figure 6.15a. Bien qu'il soit possible d'obtenir une relation linéaire entre ces deux paramètres avec un coefficient de corrélation de 0,82, la dispersion semble relativement présente. Il est d'ailleurs difficile de l'expliquer étant donné que considérer les vitesses verticales positives dans chaque maille permet de se focaliser sur les parties *a priori* convectives dans le nuage. Cependant, il est vrai que ce n'est pas parce que les vitesses verticales sont positives qu'elles sont forcément élevées, et la présence de nombreuses vitesses de faible intensité pourrait éventuellement expliquer la dispersion observée.

Cependant si le produit des masses de glace et de la vitesse verticale de l'air (dans les ascendances) est calculé dans les parties convectives des zones orageuses, en utilisant la partition développée dans la partie 5.5.3 de l'étude, les résultats ne sont pas améliorés (cf. figure 6.15b).

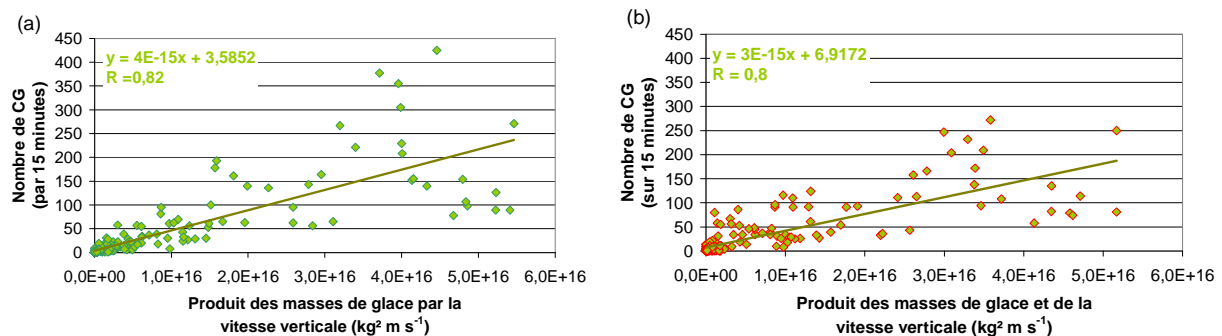


Figure 6.15 : Pour le cas Hymex : nombre de CG versus produit des masses de glace précipitante et non précipitante et de la vitesse verticale de l'air ($w > 0$) (a) dans chaque ZO, (b) dans les parties convectives de chaque ZO.

Si l'on compare les figures 6.14 et 6.15, il semble que la prise en compte des vitesses verticales positives ne « décale » pas les valeurs obtenues par ZO de manière proportionnelle, mais favorise au contraire l'augmentation du produit pour certaines ZO et non pour d'autres. On remarque entre autre une grande disparité des valeurs du produit des masses et de la vitesse verticale pour les ZO ayant un taux d'éclair supérieur à 50 CG par quart d'heure (figure 6.15). Cette dispersion est même augmentée si l'on considère le produit des masses par la vitesse verticale de l'air dans les zones convectives (figure 6.15b). Ceci peut être expliqué par le fait que la considération des zones convectives diminue le nombre de mailles prises en compte dans le calcul et donc la valeur finale du produit (étant donné qu'à l'échelle d'une ZO celui-ci est calculé par une somme sur les mailles). Ceci signifie aussi que des vitesses verticales positives sont mesurées dans des mailles identifiées comme appartenant à la partie stratiforme ou plus probablement à la partie de transition lors de la partition des ZO. L'augmentation de la dispersion par la prise en compte de la vitesse verticale de l'air peut être due à un manque d'information sur cette dernière qui est ici considérée par quart d'heure. En effet ce paramètre peut être très variable au cours de la vie d'une cellule orageuse. Une prise en compte de l'évolution temporelle des ZO ou de leur partie convective en se focalisant sur leur cycle de vie (développement, maturité, dissipation) avec une résolution temporelle des vitesses verticales plus grande pourrait permettre d'obtenir des résultats plus pertinents. D'autre part, il se peut également que si une relation existe entre CG et intensité de la vitesse verticale, celle-ci ne soit pas linéaire et du premier ordre. De ce fait, l'ajout de la vitesse verticale dans un proxy afin d'améliorer une relation linéaire entre ce dernier et les CG n'est peut être pas approprié. En raison de cette dispersion difficile à interpréter pour le moment, le produit des masses de glace précipitante et non précipitante par la vitesse verticale de l'air ne semble pas très adapté pour l'établissement de relations avec l'activité d'éclair CG.

6.5 Conclusion

Dans la première partie de ce chapitre, nous avons tenté de regrouper l'ensemble des événements étudiés s'étant produits dans le Sud-Est de la France. Ce regroupement nous a permis de constater que la relation entre taux de CG et volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ pouvait être sensible à l'introduction d'un nouveau cas, notamment lorsque celui-ci est intense. En effet, une nette modification de la relation est apparue en regroupant le cas Hymex

aux cas 2009. D'autre part les relations définies entre CG et glace, même régionales, peuvent également être significativement impactées par l'ajout d'un cas particulièrement intense sur la région. Ceci nous incite à penser que deux types de relation pourraient être définis : une relation basée sur des cas qualifiés de courant, et une autre dédiée aux événements particulièrement intenses.

Dans la seconde partie du chapitre, nous avons comparé l'ensemble des résultats de l'étude (c'est-à-dire pour l'ensemble des cas étudiés). Il est apparu que la relation entre taux de CG et volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ supportait assez bien la généralisation, notamment lors du regroupement entre cas du Sud-Est et cas parisiens. Cependant, la relation n'est pas totalement fixe et peut être encore impactée par l'ajout de nouveaux cas. Le traitement de plus d'événements semble nécessaire afin de voir s'il est possible de la « stabiliser » tout en conservant un bon ajustement de l'ensemble des ZO des événements à cette relation (faible dispersion des ZO par rapport à la droite). Définir des relations locales, voire dépendantes de l'intensité des événements considérés, pourrait s'avérer préférable. En ce qui concerne les relations entre taux de CG et glace, il s'est avéré que trois comportements distincts apparaissent en fonction des ensembles d'événements considérés. Ainsi des relations spécifiques, notamment entre taux de CG et flux de masse de glace ou produit des flux, semblent exister pour les cas parisiens, les cas Sud-Est de 2009, et le cas Hymex. Les cas Sud-Est de 2009 se détachent d'ailleurs en générale de façon assez marquée par rapport aux autres ensembles. La relation entre taux de CG et produit des flux de masse de glace est apparue comme la plus sensible aux événements considérés. Cependant, une étude détaillée des raisons de ces différences de comportement, a permis de mettre en évidence que la méthodologie adoptée pour calculer les flux de masse de glace précipitante notamment pouvait ne pas rendre parfaitement compte des processus d'électrification dans les zones convectives. Nous avons notamment constaté que la non prise en compte de la vitesse verticale de l'air dans le calcul du flux de masse de glace précipitante pouvait corriger les différences de valeurs observées au niveau du produit des flux de glace entre le cas Hymex et le cas parisien, mais soulevait également d'autres questions. N'ayant pas trouvé de manière satisfaisante d'améliorer le calcul du produit des flux sur la base des données disponibles, nous nous sommes intéressés au développement de nouveaux paramètres afin de représenter l'électrification des nuages. Il est apparu que le produit des masses de glace précipitante et non précipitante peut avantageusement remplacer le produit des flux de masse de glace, notamment s'il est calculé en se focalisant sur les parties convectives des ZO.

Conclusions générales et perspectives

Ce travail a permis d'identifier et de quantifier des relations entre activité d'éclair nuage-sol et paramètres nuageux pour des orages s'étant produits en France. Pour ce faire une étude a été développée sur l'activité de six événements, dont deux se sont produits en région parisienne et quatre dans le Sud-Est (lieu de la future SOP 1.1 d'HyMeX). L'un de ces derniers cas fait l'objet d'une étude particulière (le cas Hymex), de par son intensité, sa date, mais également vu les jeux de données qui étaient disponibles pour son étude.

Une première partie du travail, consacrée à l'étude des relations entre CG et forte réflectivité par région a permis de mettre en évidence, à l'échelle de zones orageuses (ZO) individuelles, une correspondance entre activité CG et évolution de l'extension verticale des réflectivités supérieures à 50 dBZ (voire 55 ou 60 dBZ selon les cas étudiés). Cette correspondance tend à montrer que plus les ascendances sont fortes et peuvent transporter de grosses particules (comme le graupel) en altitude, plus la production de CG est importante. De même, la correspondance entre CG et présence de forte réflectivité au sol vérifie le lien entre forte précipitation et CG déjà analysé dans différentes études. Une correspondance a également été montrée entre proportion en volume de forte réflectivité supérieure à 40 dBZ associée aux CG et première augmentation significative de l'activité CG, lorsque le début du cycle de vie des ZO est compris dans les domaines d'étude. Des liens marqués sont donc observés entre l'évolution temporelle de l'activité CG et celle de paramètres relatifs aux réflectivités radar, indicateurs du développement de la convection (fortes réflectivités à haute altitude) et de la microphysique favorable à l'électrisation des nuages (graupels), ou témoin de leur stade de développement (précipitations au sol). Des relations linéaires quantifiables ont d'ailleurs été mises en évidence entre volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ et taux de CG pour chaque ensemble d'événements étudié (les cas parisiens, les cas Sud-Est de 2009 et le cas Hymex). Pour chacun de ces ensembles, des coefficients de corrélation linéaire élevés ont été trouvés ($R = 0,81$, $R = 0,85$ et $R = 0,94$, respectivement). Le regroupement des trois ensembles d'événements afin d'établir une relation commune montre qu'il est possible de trouver une relation globale entre volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ et taux de CG tout en conservant un coefficient assez élevé ($R = 0,87$). Cette étude mérite toutefois d'être poursuivie sur un plus grand nombre d'événements afin de voir si cette relation peut être représentative d'un comportement global, sans perdre de vue le fait qu'elle doit être la plus proche possible du comportement de chaque événement. Cependant l'analyse de ces résultats permet d'observer des différences de comportement entre événements parisiens et événements du Sud-Est pouvant entre autre être expliquées par des causes environnementales (i.e. relief, présence de la mer Méditerranée). La définition de relations régionales pourrait donc s'avérer préférable. De plus, le comportement intermédiaire du cas Hymex soulève d'autres questions, notamment sur l'influence de la taille des zones orageuses et de l'organisation de la convection en leur sein sur la relation volume de forte réflectivité - CG. Néanmoins, sur la base des résultats obtenus, il semble que les observations CG pourraient constituer un bon proxy des volumes de réflectivité supérieure à 40 dBZ, notamment dans les régions où les observations radar sont absentes par exemple.

L'étude des correspondances entre forte réflectivité et CG a également permis de mettre en exergue la différence d'évolution pouvant être observée entre deux ZO évoluant sur terre et sur mer. Pour la ZO maritime, les réflectivités maximales sont moins fortes et moins développées verticalement, et le lien avec l'activité CG semble moins direct. Une étude comparative de plus d'événements serait nécessaire afin de tester une éventuelle définition des relations entre volume de forte réflectivité et CG, d'une part au-dessus des terres et

d'autre part en milieu maritime. Une analyse de ZO évoluant entre les deux milieux pourrait également être intéressante afin d'étudier les variations de la relation CG/volume de forte réflectivité en phase de transition mer-terre.

La seconde partie du travail s'est focalisée sur les relations entre activité d'éclair et microphysique. L'association entre CG et espèces microphysiques majoritaires a montré un profil de microphysique récurrent pour l'ensemble des cas étudiés, malgré les différences observées entre les répartitions microphysiques générales. Ainsi, les espèces microphysiques qui sont les plus associées à la présence de CG sont : la pluie forte, le graupel, et la neige sèche au fur et à mesure que l'altitude augmente. Les observations basées sur les radars en bande C (Trappes et Montclar) associent également de façon majoritaire des cristaux de glace aux CG aux plus hautes altitudes (au-dessus de 10 à 11 km).

La glace étant à l'origine de l'électrisation des orages, les relations entre CG et quantités de glace ont été étudiées. Des relations linéaires sont mises en évidence entre taux de CG et masse de glace précipitante, avec des coefficients de corrélation élevés variant de 0,86 à 0,9. L'hypothèse des flux de glace (Blyth et al., 2001) a également été testée, avec quelques modifications (basées sur l'étude de Barthe et al., 2010) par rapport aux travaux de référence (Deierling et al., 2008). De bonnes corrélations sont obtenues entre taux de CG et flux de masse de glace précipitante (avec des coefficients de corrélation variant de 0,8 à 0,92) et entre taux de CG et produit des flux de masse de glace (R variant de 0,76 à 0,86). Un test sur la variabilité de la relation activité CG – produit des flux de glace a également été réalisé pour le cas Hymex. Les résultats montrent une forte sensibilité de la relation au choix des relations radar empiriques utilisées pour la restitution des contenus en glace et des vitesses de chute terminales des hydrométéores. Cependant la stabilité du coefficient de corrélation soutient le fait que les relations obtenues reflètent des tendances générales et sont qualitativement représentatives des liens entre activité CG et glace.

Lors de la comparaison de l'ensemble des résultats, les événements s'étant produits dans le Sud-Est de la France en 2009 ont présenté un comportement particulier : à flux de glace ou produit des flux de glace équivalent, ils produisent plus de CG que le cas Hymex ou les cas Parisiens. Ceci peut signifier qu'un facteur (CAPE, intensité des vitesses verticales, gradient vertical de température, ...) conduit à une plus grande efficacité de l'électrisation pour ces événements. L'identification de ce facteur pourrait servir à créer des catégories d'événements, classées selon la valeur de celui-ci. Ainsi il serait possible de déterminer des relations propres à chaque catégorie. Néanmoins cette observation pourrait être due à la localisation des ZO par rapport au cylindre creux, qui sont plus souvent localisées à l'intérieur de celui-ci lors de leur pic d'activité CG dans les cas Sud-Est de 2009 que dans le cas Hymex par exemple.

Cependant la comparaison de l'ensemble des résultats a également conduit à la remise en cause de la méthodologie employée dans l'application de l'hypothèse des flux. En effet dans les cas d'orages intenses (avec de forts mouvements verticaux), le produit des flux de masse de glace précipitante et non précipitante est plus faible que dans les cas d'orages de moindre intensité. Or ce produit est censé représenter l'intensité de l'électrisation du nuage d'orage et donc sa propension à créer des CG. L'étude détaillée de ce paradoxe a permis d'identifier le problème. Celui-ci provient de la définition des flux, et notamment du flux descendant de masse de glace précipitante. En effet, si la vitesse de chute des espèces constituant la glace précipitante est plus faible que la vitesse d'ascendance, la glace n'intervient pas dans le calcul. Or, c'est dans le cas de fortes ascendances que l'électrisation du nuage est la plus importante. La méthodologie appliquée pour le calcul des flux comporte donc un biais étant donné qu'elle tend à minimiser les valeurs du flux efficace pour l'électrisation si l'ascendance est forte. La prise en compte de la glace non précipitante dans les zones d'ascendance est par contre plutôt efficace et permet de ne considérer que la partie de cette catégorie présente dans les zones principales d'électrisation des orages. Le test du calcul du flux de masse de glace

précipitante (et du produit des flux associé) sans prise en compte de la vitesse verticale de l'air pour le cas Hymex a permis de corriger le paradoxe observé entre cet événement et les événements parisiens au niveau des valeurs de produit des flux par ZO. Cependant un affaiblissement de la relation obtenue entre CG et produit des flux a également été observé. Ceci laisse donc penser qu'il serait possible d'apporter une amélioration au calcul du produit des flux, par exemple par la prise en compte d'un paramètre supplémentaire. Etant donné que plus les vitesses des particules de glace sont différentes, plus les collisions sont efficaces du point de vue de l'échange de charge, la prise en compte de la vitesse relative des deux catégories de glace l'une par rapport à l'autre dans le calcul du produit des flux pourrait être une solution permettant une meilleure représentativité de l'électrification du nuage. Cependant cette prise en compte pourrait être complexe à l'échelle des mailles. En effet celles-ci étant relativement larges, comment évaluer une vitesse de chute représentative de chaque catégorie? Une réponse pourrait éventuellement être la prise en compte d'une vitesse de chute moyenne pour chaque catégorie, ou encore d'effectuer la différence de vitesse entre les extrema de chaque catégorie.

De par la complexité d'obtenir la vitesse relative entre les deux catégories de glace sur la base des données disponibles, nous avons décidé de rechercher de nouveaux paramètres représentatifs de l'électrification du nuage pour l'établissement de relations quantifiables avec l'activité CG. Après la réalisation de tests sur le cas Hymex, il s'est avéré que le produit des masses de glace précipitante et non précipitante pourrait remplacer avantageusement le produit des flux de masse de glace, permettant d'obtenir une corrélation quasi-identique tout en simplifiant le calcul du paramètre. Cependant, ces tests doivent encore être généralisés à l'ensemble des événements étudiés et étendus à d'autres cas, afin de confirmer ce résultat.

Au cours de l'analyse du cas Hymex, nous avons eu l'opportunité de disposer de deux jeux de données polarimétriques. La comparaison des données restituées par les radars de Nîmes et Montclar a permis de montrer certaines anomalies dans les répartitions verticales des espèces microphysiques restituées par le radar de Nîmes (le radar de Montclar étant considéré comme cohérent avec les observations du radar de Trappes). En effet, un déficit en cristaux de glace apparaît pour les données restituées par le radar de Nîmes, de même que la présence d'espèces liquides (ou à fort contenu en eau) à de très hautes altitudes (11,5 – 12 km) pour le cas Hymex. Toutefois, l'algorithme d'identification des espèces microphysiques pour le radar de Nîmes a récemment été modifié et amélioré à Météo-France, et devrait donc pallier la majorité des problèmes rencontrés au cours de cette étude.

Cependant la comparaison des masses de glace précipitante et non précipitante, restituées à partir des deux radars, réalisée dans une zone commune a permis d'établir que les quantités de glace non précipitante ne semblaient pas impactées par le radar utilisé pour les obtenir. Néanmoins, la glace précipitante paraît plus sensible au choix de l'instrument. Notons toutefois que de nombreux facteurs entrent en ligne de compte : l'atténuation (notamment pour le bande C), le décalage temporel entre les élévations (pouvant provoquer des restitutions différentes de microphysique si celle-ci a évolué sur le quart d'heure entre l'observation de la même zone par chaque radar), l'altération de l'information pouvant être engendrée par les échos fixes (propres à chaque radar), la calibration des radars (notamment celui de Nîmes, qui a été le moins éprouvé des deux radars), etc. Dans un premier temps, il semble qu'établir une comparaison entre ces deux radars à une échelle de temps plus fine (inférieure au quart d'heure) et entre élévations comparables serait un moyen plus fiable d'établir une comparaison des données restituées par chacun d'eux. Ceci a fait l'objet d'une première étude réalisée sur la base du nouvel algorithme d'identification de la microphysique pour le radar de Nîmes (Al-Sakka et al., 2012). Les premières comparaisons (à basse altitude) de la microphysique restituée par les radars de Nîmes et Montclar semblent plutôt favorables, même si une étude plus approfondie est nécessaire.

Le test réalisé sur l'identification des différents régimes (convectif, de transition, stratiforme) présents à l'intérieur d'une ZO (basé sur l'étude de Lang et Rutledge, 2008) s'est révélé concluant du point de vue des corrélations entre taux de CG et masses de glace précipitante et non précipitante à l'intérieur des zones convectives. Poursuivre l'étude en appliquant cette différenciation, notamment des zones convectives, semble une piste sérieuse afin d'améliorer les relations trouvées entre taux de CG et quantités de glace.

De plus, notons que pour la réalisation de ce travail, les données d'éclairs dont nous disposons ne comprenaient que les CG, alors que les travaux sur lesquels nous sommes basés bénéficiaient des observations de l'activité électrique totale (IC + CG). Les résultats obtenus montrent donc que malgré le fait que cette catégorie d'éclair ne représente qu'environ 10% de l'activité électrique totale, elle peut fournir des informations précieuses sur la physique du nuage. Ceci est d'autant plus encourageant que la plupart des réseaux opérationnels permanents d'observation de l'activité d'éclair ne détectent que les CG. Or dans l'optique d'assimiler les observations éclairs afin d'améliorer la prévisibilité d'événements extrêmes, les données disponibles proviendront de ces réseaux. Cependant pour le développement de l'étude des relations entre éclairs et paramètres nuageux, il est important de considérer l'activité électrique totale. Pour la SOP 1.1 d'HyMeX (5 septembre - 6 novembre 2012), un imageur 3D des éclairs (le Lightning Mapping Array du New Mexico Tech.) est déployé dans le Sud-Est de la France. Il rend donc possible l'accès à l'observation de l'activité totale d'éclair. Les résultats développés au cours de cette thèse pourraient donc être testés à l'aide des observations réalisées, afin d'ajuster les relations entre activité électrique et paramètres microphysiques et de faciliter la comparaison avec les études antérieures.

Il serait même possible de combiner l'ensemble des dernières remarques afin d'améliorer l'étude réalisée. En effet, le lien entre l'activité électrique totale et produit des masses de glace précipitante et non précipitante dans les zones convectives pourrait être testé. L'identification préalable des régions convectives sur la base des données composites de réflectivité radar, pourrait permettre de pallier d'éventuels « trous » dans les jeux de données radar au niveau des vitesses verticales (pour l'identification des zones d'ascendance). La combinaison de l'ensemble de ces pistes de travail pourrait donc permettre une amélioration et/ou un ajustement des relations trouvées.

Enfin, les relations mises en évidence dans cette thèse pourraient être exploitées dans l'optique d'assimiler des observations CG dans les modèles numériques. L'assimilation de données est une technique qui permet de modifier les variables d'état d'un modèle afin de les ajuster au mieux aux observations, ce qui permet par la suite de mieux reproduire l'évolution des conditions météorologiques. Dans le cas des éclairs deux techniques sont possibles. La première consiste à forcer directement le modèle à partir des observations. Cette technique est employée dans le cas de mailles larges (de l'ordre de 10 km) dans lesquelles la convection est paramétrisée (n'est pas décrite de manière explicite). Dans ce cas, l'observation d'éclairs est utilisée pour forcer la convection dans les mailles concernées, par modification du profil d'humidité ou l'ajout de vapeur d'eau dans la couche limite par exemple (Papadopoulos et al., 2005, Mansell et al., 2007). Cependant en mode opérationnel, cette technique n'est pas employée. De plus, en France à l'heure actuelle le modèle de prévision le plus récent (AROME) fonctionne sur une maille de 2,5 km. Il faut donc se tourner vers une autre technique basée sur l'analyse variationnelle. Appliquée aux éclairs, elle consisterait à transformer l'observation « éclair » en une variable que le modèle est capable de simuler. C'est dans ce cadre que pourraient intervenir les relations étudiées au cours de cette thèse, après de plus amples développements. Cette technique est par exemple employée par Caumont et al. (2010) dans le but d'assimiler les réflectivités radar. Après comparaison entre réflectivités simulées et observées, un incrément d'humidité (pseudo-observation) est estimé afin d'être intégré dans la chaîne d'analyse 3DVAR. Cependant dans le cas de l'observation

radar, l'opérateur d'observation est explicite, c'est-à-dire que les réflectivités peuvent être calculées à partir des variables d'état du modèle (et ainsi être comparées aux observations). Ceci n'est pas possible dans le cas des éclairs, car il n'y a pas de relation explicite entre éclairs et champs microphysiques, température, humidité, etc. Ceci explique la difficulté qu'il y a à mettre en place un algorithme d'assimilation de la donnée « éclair ». Il faudrait être en mesure de simuler ces éclairs (en utilisant un module électrique) à partir de l'état estimé de l'atmosphère afin de pouvoir comparer les éclairs simulés à ceux qui sont observés. L'idée est ensuite de relier les éclairs à la variable « humidité » du modèle (comme les profils de réflectivité sont reliés aux profils d'humidité dans les travaux de Caumont et al., 2010) afin d'intégrer cette observation « éclair » dans la meilleure estimation de l'état de l'atmosphère.

Les résultats présentés dans cette étude montrent donc que des relations quantifiables peuvent être déduites entre éclairs et paramètres nuageux à partir des données disponibles en France métropolitaine. Ce travail constitue une première étape dans la définition de ces relations, et nous venons de voir que des développements sont encore à prévoir afin d'améliorer les relations étudiées. Celles-ci ouvrent des perspectives plutôt intéressantes dans l'optique de l'assimilation de l'observation « éclair » dans les modèles de prévision, même si de nombreux développements restent à accomplir afin de rendre ce projet réalisable.

BIBLIOGRAPHIE

- Al Sakka H., M. Buguet, S. Frasier, K. Bouyer, B. Fradon, A.A. Boumahmoud, et P. Tabary
Hydrometeor classification using polarimetric radars: intercomparison and hail
detection, 2012. Proceedings of the 7th *European Conference on Radar in Meteorology
and Hydrology* (ERAD) (25-29 juin 2012, Toulouse, France).
- Baker, B., M.B. Baker, E.R. Jayaratne, J. Latham, et C.P.R. Saunders, 1987. The influence of
diffusional-growth rates on the charge-transfer accompanying rebounding collisions
between ice crystals and soft hailstones, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **113**, 1193–1215.
- Barthe, C., 2005. Etude de l'activité électrique des systèmes orageux à l'aide du modèle
Méso–NH. These, Univ. Paul Sabatier – Toulouse.
- Barthe, C., Deierling, et W., Barth, M.C., 2010. Estimation of total lightning from various
storm parameters: A cloud-resolving model study. *J. Geophys. Res.* **115**, D24202, doi:
10.1029/2010JD014405.
- Beard, K., 1985. Simple altitude adjustments to raindrop velocities for Doppler radar analysis.
J. Atmos. Ocean. Technol. **2**, 468-471.
- Berger, K., 1977. The earth flash. In *Lightning, Vol.1 : Physics of lightning*, R.H. Golde,
Academic Press, San Diego, p 119 – 190.
- Betz, H.D., K. Schmidt, P. Oettinger et M. Wirz, 2004. Lightning detection with 3-D
discrimination of intracloud and cloud-to-ground discharges, *Geophys. Res. Lett.*, **31**,
L11108.
- Biagi, C. J., K. L. Cummins, K. E. Kehoe, et E. P. Krider, 2007, National Lightning Detection
Network (NLDN) performance in southern Arizona, Texas, and Oklahoma in 2003 –
2004, *J. Geophys. Res.*, **112**.
- Blyth, A.M., Christian Jr., H.J., Driscoll, K., Gadian, et A.M., Latham, J., 2001.
Determination of ice precipitation rates and thunderstorm anvil ice contents from
satellite observations of lightning. *Atm. Res.* **59**, 217-229.
- Bousquet, O., et Chong, M., 1998. A multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment
technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurements.
J. Atmos. Ocean. Technol. **15**, 343-359.
- Bousquet, O., Tabary, P., et Parent-du-Châtelet, J., 2008. Operational multiple – Doppler
wind retrieval inferred from long – range radial velocity measurements. *J. App.
Meteorol. Climatol.* **47**, 2929-2945.
- Browning, K.A., J.C. Frankhauser, J.P. Chalon, et P. J. Eccles, 1976. Structure of an evolving
hailstorm, Part V : synthesis and implications for hail growth and hail suppression, *Mon.
Wea. Rev.*, **104**, 603 – 610.

-
- Browning, K.A., et G. B. Foote, 1976. Air flow and hail growth in supercells storms and some implications for hail suppression, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 499 – 534.
- 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.
- Botton, S., F. Duquenne, Y. Egels, M. Even, et P. Willis, 1997. *GPS – Localisation et navigation*, Hermes.
- Brooks, I.M., et C.P.R. Saunders, 1994. An experimental investigation of the noninductive mechanism of thunderstorm electrification, *J. Geophys. Res.*, **99**, 10627–10632.
- Caranti, G.M., et A.J. Illingworth, 1980. Surface potentials if ice and thunderstorm charge separation, *Nature*, **284**, 44–46.
- Carey, L.D., et Rutledge S.A., 1996. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **59**, 33-64.
- Carey, L.D., et Rutledge S.A., 1998. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hail storm, *J. Geophys. Res.*, **103**, 13979-14000.
- Carey, L.D., et Rutledge S.A., 2000. The relationship between precipitation and lightning in tropical island convection: a C-band polarimetric radar study, *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 2687 – 2710.
- Caumont, O., Ducrocq V., Wattrelot E., Jaubert G. et S. Pradier-vabre, 2010. 1D+3DVar assimilation of radar reflectivity data: a proof of concept, *Tellus*, **62A**, 173 – 187.
- Chauzy, S., et S. Soula, 1999. Contribution of the ground corona ions to the convective charging mechanism, *Atmos. Res.*, **51**, 279 – 300.
- Chong, M., et J. Testud, 1983. 3-Dimensional wind field analysis from dual Doppler radar data. 3: The boundary condition and optimum determination based on a variational concept, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 1227-1241.
- Coquillat, S., et S. Chauzy, 1994. Computed conditions of corona emission from raindrops, *J. Geophys. Res.*, **99**, 16897 – 16905.
- Cummins, K.L., M.J. Murphy, E.A. Bardo, W.L. Hiscox, R.B. Pyle, et A.E. Pifer, 1998. A combined TOA/MDF national lightning detection network, *J. Geophys. Res.*, **103**, 9035-9044.
- Dash, J., B.L. Mason, et J.S. Wettlaufer, 2001. Theory of charge and mass transfer in ice-ice collisions, *J. Geophys. Res.*, **106**, 20395 – 20402.
- Dawson, G., et W. Winn, 1965. A model for streamer propagation, *Z. Phys.*, **183**, 159 – 171.

-
- 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**, D15210.
- Deierling, W., et W. A. Petersen, 2008. Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics, *J. Geophys. Res.*, **113**, D16210.
- Delmas, R., S. Chauzy, J.M. Verstrade, et H. Ferré, 2007, *Atmosphère, océan et Climat*, édition Belin – Pour la Science, 287 p.
- Doviak, R.J., et D.S. Zrnich, 1993. *Doppler radar and weather observations*, Academic Press, 562 p.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, and T. Thouvenin, 2008. A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. II: Mesoscale triggering and stationarity factors, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 134, 131-145.
- Dye, J.E., J.J. Jones, W.P. Winn, T.A. Cerni, B. Gardiner, D. Lamb, R. Pitter, J. Hallett, et C.P.R. Saunders, 1986. Early electrification and precipitation development in a small, isolated Montana Cumulonimbus, *J. Geophys. Res.*, **91**, 1231–1247.
- Dwyer, J.R., 2010. Diffusion of relativistic runaway electrons and implications for lightning initiation, *J. Geophys. Res.*, **115**, A00E14.
- Elster, J., et H. Geitel, 1988. Über eine methode, die elektrishe natur der atmosphärischen Niedershläge zu bestimment (About a moethod for determining the electric natur of atmospheric precipitation), *Meteorol. Z.*, **5**, 95 – 100.
- Federer B. et A. Waldvogel, 1975. Hail and raindrop size distributions from a Swiss multicell storm, *J. Appl. Meteorol.*, **14**(1), 91 – 97.
- Fleenor, S.A., C.J. Biagi, K.L. Cummins, E.P. Krider, et X.M. Shao., 2009. Characteristics of cloud-to-ground lightning in warm-season thunderstorms in the Central Great Plains. *Atmos. Res.*, **91**, 333–352.
- Gauthier, M.L., W.A. Petersen, L.D. Carey, et H.J. Christian Jr., 2006. Relationship between cloud-to-ground lightning and precipitation ice mass: a radar study over Huston, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L20803.
- Gallimberti, I., 1979. The mechanism of the long spark formation, *J. de Physique*, **40**, 193 – 250.
- Georgis J.F., F. Roux, et P.H. Hildebrand, 2000. Observation of precipitating systems over complex orography with meteorological Doppler radars: a feasibility study, *Meteorol. Atmos. Phys.*, **72**, 185-202.
- Grenet, G., 1947. Essai d'explication de la charge électrique des nuages d'orage, *Ann. Geophys.*, **3**, 306 – 307.
- Gurevich, A., K.P. Zybin, et R. Roussel-Dupre, 1999. Lightning initiation by simultaneous effect of runaway breakdown and cosmic ray showers., *Phys. Lett. A*, **254**, 79 – 87.

-
- Helsdon, J.H., S. Gattaleeradapan, R.D. Farley, et C.C. Waits, 2002. An examination of the convective charging hypothesis : Charge structure, electric fields, and Maxwell currents, *J. Geophys. Res.*, **107** (D22), 4630.
- Herzogh P. H. et P. V. Hobbs, 1980. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. II: Warm-frontal clouds, *J. Atmos. Sci.*, **37**(3), 597 – 611.
- Heymsfield, A.J., et A.G. Palmer, 1986. Relations for deriving thunderstorms anvil mass of CCOPE storm water budget estimates. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **25**(5), 691-702.
- Heymsfield, A.J., K.M. Miller, 1988. Water vapor and ice mass transported into the anvils of CCOPE thunderstorms: Comparison with storm influx and rainout. *J. Atmos. Sci.*, **45**(22), 3501-3514.
- Holle, R.L., A.I. Watson, R.E. López, D.R. MacGorman, R. Ortiz, et W.D. Otto, 1994. The life cycle of lightning and severe weather in a 3-4 June 1985 PRE-STORM MCS. *Mon. Wea. Rev.* **122**, 1798-1808.
- Illingworth, A.J., et J. Latham, 1975. Calculations of electric field growth within a cloud of finite dimensions. *J. Atmos. Sci.* **32**, 2206 – 2209.
- Jayarathne, E.R., C.P.R. Saunders, et J. Hallett (1983). Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **109**, 609–630.
- Jungwirth, P., D., Rosenfeld et V. Buch, 2005. A possible new molecular mechanism of thundercloud electrification, *Atm. Res.*, **76**, 190 – 205.
- Kajikawa, M., et K. Kiba, 1978, Observation of the size distribution of graupel particles, *Tenki*, **25**, 390 – 398.
- Kasemir, H.W., 1960. A contribution to the electrostatic theory of a lightning discharge, *J. Geophys. Res.*, **65**, 1873 – 1878.
- Katsanos, D., K. Lagouvardos, V. Kotroni, A. Argiriou, 2007. Combined analysis of rainfall and lightning data produced by mesoscale systems in the central and eastern Mediterranean, *Atmos. Res.* **83**, 55–63.
- Keith, W.D., et C.P.R. Saunders, 1990. Further laboratory studies of the charging of graupel during ice crystal interactions, *Atm. Res.*, **25**, 445–464.
- Khon, M., E. Galanti, C. Price, K. Lagouvardos, et K. Vassiliki, 2011. Now-casting thunderstorms in the Mediterranean region using lightning data, *Atm. Res.*, **100**, 489-502.
- Krehbiel, P., 1986. The electrical structure of thunderstorms, in *The Earth's Electrical Environment*, National Academy Press, Washington, D.C., 90 – 113.
- Krehbiel, P., R.J. Thomas, W. Rison, T. Hamlin, J. Harlin, et M. Davis, 2000. Lightning mapping observations in central Oklahoma, *Eos*, 21 – 25.

-
- Kuettner, J.P., Z. Levin, et J.D. Sartor, 1981. Thunderstorm electrification - inductive or non-inductive, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2470 – 2484
- Lang, T.J., et S.A. Rutledge, 2008. Kinematic, microphysical, and electrical aspects of an asymmetric bow-echo mesoscale convective system observed during STEPS 2000. *J. Geophys. Res.* **113**, D08213.
- Lang, T.J., et S.A. Rutledge, 2011. A framework for the statistical analysis of large radar and lightning datasets: results from STEPS 2000. *Mon. Wea. Rev.* **139**, 2536-2551.
- Latham, J., J.E. Dye, 1989. Calculations on the electrical development of a small thunderstorm, *J. Geophys. Res.* **94** (D11), 13141 – 13144.
- Latham, J., A.M. Blyth, H.J. Christian, W. Deierling, et A.M. Gadian, 2004. Determination of precipitation rates and yields from lightning measurements, *J. Hydrolo.*, **288**, 13-19.
- Latham, J., W.A. Petersen, W. Deierling, et H.J. Christian, 2007. Field identification of a unique globally dominant mechanism of thunderstorm electrification, *Q. J. R. Meteor. Soc.* **133**, 1453–1457.
- Lund, N. R., D.R. MacGorman, T.J. Schuur, M.I. Biggerstaff, et W.D. Rust, 2009. Relationship between lightning location and polarimetric radar signatures in a small mesoscale convective system, *Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4151-4170.
- MacGorman, D.R., et W.D. Rust, 1998. *The electrical nature of storms*, Oxford Univ. Press., 422 p.
- MacGorman, D.R., W.D. Rust, P.R. Khrebiel, W. Rison, E. Bruning, et K. Wiens, 2005. The electrical structure of two supercell storms during STEPS, *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 2583 – 2607.
- 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**, D12101.
- 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.
- Marécal, V., 1992. Etude microphysique et thermodynamique de bandes de précipitations frontales à partir d'observations par radar Doppler. Thèse, Univ. Paul Sabatier – Toulouse.
- Marks Jr., F.D., et R.A. Houze Jr., 1987. Inner core structure of Hurricane Alicia from airborne Doppler radar observations. *J. Atmos. Sci.*, **44**(9), 1296-1317.
- Mason, B.J., 1988. The generation of electric charges and fields in thunderstorms, *Proc. R. Soc. Lond., Ser. A* 415, 303–315.
- Masulli S., C.M. Scavuzzo, et G.M. Caranti, 1997. Convective electrification of clouds: A numerical study, *J. Geophys. Res.*, **102** (D10), 11049–11059.

-
- Mazur, V. et L.H. Ruhnke, 1993. Model of electric charges in thunderstorms and associated lightning, *J. Geophys. Res.*, **103**, 23299 – 23308.
- Montanya, J., S. Soula, N. Pineda, O. Van der Velde, P. Clapers, G. Sola, J. Bech, D. Romero, 2009. Study of the total lightning activity in a hailstorm, *Atm. Res.*, **91**, 430-437.
- Nelson, J. et M.B. Baker, 2003. Charging of ice-vapor interfaces: applications to thunderstorms, *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1237 – 1252.
- Norville, K., M. Baker, et J. Latham, 1991. A numerical study of thunderstorm electrification – Model development and case-study, *J. Geophys. Res.*, **96**, 7463 – 7481.
- Orville, R.E., G.R. Huffines, W.R. Burrows, et K.L. Cummins, 2011. The north American lightning detection network (NALDN) – Analysis of flash data: 2001-09, *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 1305 – 1322.
- 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.
- Park, H., A.V. Ryzhkov, D.S. Zrnčić, et K.E. Kim, 2009. The hydrometeor classification Algorithm for the polarimetric WSR-88D: Description and application to an MCS, *Weather and Forecasting*, **24**, 730 – 748.
- Pessi, A.T., et S. Businger, 2009. Relationships among lightning, precipitation, and hydrometeor characteristics over the North Pacific Ocean. *J. App. Meteorol. Climatol.* **48**, 833–848.
- Petersen, W.A., et S.A. Rutledge, 1998. On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall, *J. Geophys. Res.*, **103**(D12), 14025 – 14040.
- Petersen, W. A., H. J. Christian, et S. A. Rutledge, 2005. TRMM observations of the global relationship between ice water content and lightning, *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L14819.
- Piegrass, M.V., E.P. Krider, C.B. Moore, 1982. Lightning and surface rainfall during Florida thunderstorms, *J. Geophys. Res.* **87**, C13, 11193-11201.
- Richard, P., A. Delannoy, G. Labaune et P. Laroche, 1986. Results of spatial and temporal characterization of the VHF-UHF radiation of lightning, *J. Geophys. Res.*, **91**, 1248 – 1260.
- Rison, W., R.J. Thomas, P.R. Khrebiel, T. Hamlin, et J. Harlin, 1999. A GPS-based three dimensional lightning mapping system : Initial observation in central New Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3573 – 3576.
- Roux F., 1991. *Les orages – Météorologie des grains, de la grêle et des éclairs*, Payot, 353 p.
- Rutledge, S.A., et D.R. MacGorman, 1988. Cloud-to-ground lightning activity in the 10-11 June 1985 Mesoscale convective system observed during the Oklahoma-Kansas PRE-STORM project, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 1393 – 1408.

-
- Sartor, D., 1954. A laboratory investigation of collision efficiencies, coalescence and electrical charging of simulated cloud droplets, *J. Meteor.*, **11**, 91 – 103.
- Sassen, K., 1987. Ice cloud content from radar reflectivity, *J. Climat. Appl. Meteorol.*, **26**, 1050 – 1053.
- Saunders, C.P.R., Keith W.D., et R.P. Mitzeva, 1991. The effect of liquid water on thunderstorm charging, *J. Geophys. Res.*, **96**, 11007 – 11017.
- Saunders C.P.R., 2008. Charge Separation mechanisms in clouds, *Space Sci. Rev.*, **137**, 335 – 353.
- Sauvageot, H., 1992. *Radar Meteorology*, Artech House.
- Seity, Y., 2003. Relations entre activité d'éclairs, microphysique et dynamique au sein d'orages européens, Thèse, Univ. Paul Sabatier - Toulouse.
- Seity, Y., Soula, S., Tabary, et P., Scialom, G., 2003. The convective storm system during IOP 2a : Cloud-to-Ground lightning flash production in relation with dynamics and microphysics. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **129**, 523 – 542.
- Sekhon, R.S., et R.C. Srivastava, 1970. Snow size spectra and radar reflectivity. *J. Atmos. Sci.* **27**, 299-307.
- Sekhon, R.S., et R.C. Srivastava, 1971. Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 983 – 994.
- Smith, P.L., 1984. Equivalent radar reflectivity factors for snow and ice particules, *J. Climat. Appl. Meteorol.*, **23**, 1258 – 1260.
- Solomon, R., V. Schroeder, et M.B. Baker, 2001. Lightning initiation – conventional and runaway-breakdown hypotheses, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **127**, p 2683 – 2704.
- Solomon, R., C. Adamo et M. Baker, 2002. A lightning initiation mechanism: application to a thunderstorm electrification model, *C. R. Physique*, **3**, 1325 – 1333.
- Soula, S., et Chauzy, S., 2001. Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in severe storms, *Atmos. Res.*, **56**, pp 355-373.
- Sun, J., N.A. Crook, 1997. Dynamical and microphysical retrieval from Doppler radar observations using a cloud model and its adjoint. Part I: Model development and simulated data experiments. *J. Atmos. Sci.*, **54**, 1642-1661.
- Tapia, A., J.A. Smith, et M. Dixon, 1998. Estimation of convective rainfall from lightning observations, *J. Appl. Meteorol.*, **37**, 1497-1509.
- 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.
- Takayabu, Y.N., 2006. Rain-yield per flash calculated from TRMM PR and LIS data and its relationship to the contribution of tall convective rain, *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L18705, doi:10.1029/2006GL027531.
- Tessendorf, S.A., L.J. Miller, K.C. Wiens, et S.A. Rutledge, 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part I : Kinematics and microphysics, *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4127 – 4150.
- Thomas, R.J., P.R. Krehbiel, W. Rison, S.J. Hunyady, W.P. Winn, T. Hamlin, et J. Harlin, 2004. Accuracy of the lightning mapping array, *J. Geophys. Res.*, **109**, D14207.
- 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.
- Vivekanandan, J., R. Raghavan, et V.N. Bringi, 1993. Polarimetric radar modelling of mixtures of precipitation particles. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, **31**, 1017 – 1030.
- Vonnegut, B., Possible mechanism for the formation of thunderstorm activity, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **34**, 378.
- Waker, R.S., et R.E. Orville, 1999. Changes in measured lightning flash count and return stroke peak current after the 1994 U.S. national lightning detection network upgrade. 2 :Theory. *J. Geophys. Res.*, **104**, 2159 – 2162.
- 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.
- Williams, E.R., 2001. The electrification of severe storms. *Severe Convective Storms, Meteor. Monogr.*, No. **50**, Amer. Meteor. Soc., 527 – 561.
- Wilson, C.T.R., 1929. Some thunderclouds problem, *J. Franklin Inst.*, **208**, 1 – 12.
- Workman, E.J., et S.E. Reynolds, 1950. Electrical phenomena occurring during the freezing of dilute aqueous solutions and their possible relationship to thunderstorm electricity, *Phys. Rev.*, **78**, 254 – 259.
- Yang, Y.H., P. King, 2010. Investigating the potential of using radar echo reflectivity to nowcast cloud-to-ground initiation over southern Ontario. *Weather and Forecasting*, **25**, 1235 – 1248.
- 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.

Liste des acronymes

2D / 3D : 2 dimensions / 3 dimensions

ARAMIS : Application Radar à la Météorologie Infra-Synoptique

CAPE : Convective Available Potential Energy = Energie potentielle convective disponible

CCN : Cloud Condensation Nuclei = Noyau de condensation nuageux (en phase liquide)

CG : Cloud-to-ground = éclair nuage-sol

CG+ / CG- : éclair nuage-sol de polarité positive/négative

CIN : Convective Inhibition = Energie d'inhibition convective

CV : (régime) Convectif

D.S : Neige sèche (Dry Snow dans la classification microphysique)

GNP : Glace Non Précipitante

GP : Glace Précipitante

GRP : Graupel (dans la classification microphysique)

H : Grêle (Hail dans la classification microphysique)

HR : Pluie forte (Heavy Rain dans la classification microphysique)

HyMeX : Hydrological Cycle in Mediterranean Experiment

I.C : Cristaux de glace (Ice crystals dans la classification microphysique)

IC : Intra-Cloud = éclair intra-nuage

IN : Ice Nuclei = noyau glaçogène (en phase solide)

IWC : Ice Water Content = contenu en glace par volume d'air (g m^{-3})

IWP : Ice Water Path = contenu en glace intégré sur la verticale (g m^{-2})

L.D : Grosse goutte (Large Drop dans la classification microphysique)

LMA : Lightning Mapping Array (New Mexico Tech.)

L.R : Pluie faible (Light Rain dans la classification microphysique)

LWC : Liquid Water content = contenu en eau liquide par volume d'air (g m^{-3})

MCS : Mesoscale Convective System = Système convectif de moyenne échelle

M.R : Pluie modérée (Moderate Rain dans la classification microphysique)

MSG : Meteosat Second Generation

PEACH : Projet d'Electricité Atmosphérique pour la Campagne HyMeX

PPI : Plan Position Indicator : Plan du radar dans lequel sont projetées les mesures effectuées lors du parcours d'une élévation

R : coefficient de corrélation

R² : coefficient de détermination

R.H : Mélange de pluie et grêle (Mix of rain and hail dans la classification microphysique)

SOP : Special Observation Period = Période d'observation spéciale durant la campagne Hymex

STF : Stratiforme

SWC : Snow Water content = contenu en neige par volume d'air (g m^{-3})

TR : (zone ou régime de) Transition

VHF / HF : (Very) High Frequency

VLf / LF : (Very) Low Frequency

WG3 : Working Group 3 (www.hymex.org)

W.S : Neige mouillée (Wet Snow dans la classification microphysique)

ZO : Zone Orageuse (voir définition section 3.1)

Lightning activity and physical parameters deduced from radar observation in thunderstorms: application to the HyMeX project

Author : Magalie BUGUET

Supervisors : Sylvain COQUILLAT, Serge SOULA

Abstract:

Regularly in autumn, high precipitating events occur in southeastern France, leading sometimes to floods or flash-floods having a high societal impact. One of the research topics of the Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment (HyMeX) project is the improvement of the understanding and of the forecast of these events. The particularity of thunderclouds is the production of lightning flashes, preceded by the electrification of the cloud. Past studies have shown that the simultaneous presence of graupels, ice crystals and supercooled water in the convective areas was necessary to the establishment of the electrification. So a link exists between these parameters and the occurrence of lightning flashes. The goal of this thesis is to identify and quantify the relationships between cloud-to-ground flashes and thunderclouds parameters for storms in France, and especially in the southeast.

In this aim, a multi-parameter analysis is performed based on several data sets: cloud-to-ground lightning impacts (from Météorage), 3D radar reflectivity and wind fields deduced from the multiple-Doppler analysis of operational ARAMIS Doppler data (Météo-France) and microphysics information inferred from observations of the dual polarization radars (Météo-France). The study is lead on two regions: Paris region and the southeast of France. Results show a quantifiable linear relationship between volume of radar reflectivity higher than 40 dBZ and cloud-to-ground flash rates, as well as between precipitating ice mass (mainly composed by graupel) and cloud-to-ground flash rates. An application of the “ice fluxes hypothesis”, based on the non-inductive mechanism of electrification of the storm, is also tested. It shows encouraging results between the flash rate and the product of precipitating and non-precipitating ice mass fluxes. The comparison of regional results shows a behavior that seems to be more easily generalized for the relationships between high radar reflectivity and the cloud-to-ground flash rate. On the contrary, the relationships based on the ice masses seem to exhibit a regional behavior.

The study of the first event considered as representative of the HyMeX campaign allowed to compare the restitution of ice masses based on data sets from two radars of the operational network of Météo-France: one is a C-band radar and the other an S-band radar. This study shows that the precipitating ice mass seems sensitive to the instrument selected to reconstitute it while the non-precipitating ice mass (ice crystals and dry snow) does not seem so.

Key words: thunderstorms, lightning flash, electrification, radar reflectivity, dynamic, microphysics, ice

Activité d'éclairs et paramètres physiques issus de l'observation radar dans les orages : application au projet HyMeX

Auteur : Magalie BUGUET

Directeurs de thèse : Sylvain COQUILLAT, Serge SOULA

Laboratoire d'accueil : Laboratoire d'Aérodynamique – UMR 5560

14 avenue Edouard Belin, 31400 Toulouse

Discipline : Physique de l'atmosphère

Soutenu le : 20 septembre 2012

Résumé :

Le Sud-Est de la France est régulièrement soumis à des épisodes de pluies intenses en automne, entraînant parfois des inondations ayant un fort impact sociétal. L'un des sujets de recherche du projet HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean Experiment) porte d'ailleurs sur l'amélioration de la compréhension et de la prévision de tels phénomènes. La particularité du nuage orageux est la production d'éclairs, précédée par l'électrification du nuage. Des études ont montré que la présence simultanée de graupels, de cristaux de glace et d'eau surfondue dans les zones convectives était nécessaire à l'établissement de l'électrification. Il existe donc un lien entre ces paramètres et l'occurrence d'éclairs. Le but de cette thèse est d'identifier et de quantifier des relations entre éclairs nuage-sol et paramètres nuageux en France métropolitaine et particulièrement dans le Sud-Est.

Pour ce faire une analyse multi-variables a été réalisée à partir de plusieurs jeux de données : électrique (observation d'éclairs nuage-sol, Météorage) et radar (Dopplers : restitution des champs 3D de réflectivité et de vent, et polarimétriques : restitution de la microphysique, Météo-France). L'étude a été menée sur deux régions : la région parisienne et la région Sud-Est. Les résultats obtenus permettent notamment d'établir des relations linéaires quantifiables entre volume de réflectivité supérieure à 40 dBZ et taux d'éclair nuage-sol ainsi qu'entre masse de glace précipitante (principalement composée de graupel) et taux d'éclair. Une application de « l'hypothèse des flux de glace » basée sur le mécanisme d'électrification non-inductif des orages a également été testée et montre des résultats encourageants entre produits des flux de masse de glace précipitante et non précipitante et taux d'éclair. La comparaison des résultats régionaux a montré un caractère plus facilement généralisable de la relation entre forte réflectivité et taux de CG. Au contraire, les relations basées sur les masses de glace semblent plutôt avoir un caractère régional.

L'étude du premier cas considéré comme représentatif de la campagne HyMeX a permis la comparaison de la restitution des masses de glace à partir des données provenant de deux radars du réseau opérationnel de Météo-France (l'un en bande C, l'autre en bande S). Cette étude fait apparaître que la masse de glace précipitante semble sensible à l'instrument utilisé pour la restituer contrairement à la glace non précipitante (cristaux de glace et neige sèche).

Mots clés : orages, éclairs, électrification, réflectivité radar, dynamique, microphysique, glace