

N° d'Ordre : D.U. 2531

UNIVERSITÉ CLERMONT II - BLAISE PASCAL

U.F.R Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES

N° : 812

THÈSE

présentée pour obtenir le grade de

DOCTEUR D'UNIVERSITÉ

Spécialité : Physique de l'Atmosphère

par **DRIGEARD Elise**

Diplômée du Master Physique spécialité Physico-Chimie de l'Atmosphère et du Climat

Microphysique glacée des systèmes convectifs observés dans le cadre de Megha-Tropiques en Afrique de l'Ouest : comparaison des mesures aéroportées avec des radars sol et un modèle numérique

Soutenue publiquement le 16 décembre 2014, devant la commission d'examen :

- Présidente :** Mme Andrea FLOSSMAN (Professeur, UBP/LaMP, Clermont-Fd)
- Rapporteurs :** Mme Sandrine ANQUETIN (DR CNRS, LTHE, Grenoble)
M. Yvon LEMAÎTRE (DR CNRS, LATMOS/IPSL, Guyancourt)
- Examineurs :** M. Guillaume PENIDE (Maître de conférences, LOA, Lille)
Mme Marie MONIER (Maître de conférences, UBP/LaMP, Clermont-Fd)
- Directeur de thèse :** M. Wolfram WOBROCK (Professeur, UBP/LaMP, Clermont-Fd)

Laboratoire de Météorologie Physique

OPGC / LaMP

UMR6016 CNRS / UBP

BP80026 - 24 avenue des Landais

63171 Aubière Cedex



Laboratoire de météorologie physique

LaMP



À ma grand-mère,

REMERCIEMENTS

Nous y voilà ! Le moment (tant attendu) est arrivé d'écrire les tous derniers mots de ce manuscrit. Quatre ans après le début de cette « aventure », l'heure est au bilan. Un grand nombre de personnes m'ont facilité et parfois embelli le chemin souvent escarpé et sinueux de la thèse.

Avant tout, je souhaite remercier Wolfram Wobrock, en tant que directeur du laboratoire (récemment relayé par Joël Van Baelen) mais principalement en tant que directeur de thèse. Malgré un emploi du temps souvent chargé, il a toujours pris le temps de me venir en aide, de répondre à mes questions, et même de défendre mon travail quand moi-même je n'avais plus le recul nécessaire pour en juger. Merci à lui également d'être allé à l'encontre de ma nature plutôt timide en me « forçant » à présenter mes travaux en anglais devant 400 personnes à l'ICCP de Leipzig, ce qui restera l'une des expériences les plus angoissantes de ma vie, mais de laquelle je retire aussi l'une de mes plus grandes fiertés ! La dernière ligne droite (manuscrit et soutenance) n'a pas été non plus de tout repos mais il a su m'aiguiller tout en me laissant libre des derniers arbitrages.

Un grand merci également à l'ensemble des membres de mon jury de thèse. Tout d'abord Sandrine Anquetin et Yvon Lemaître, qui ont accepté de rapporter mon travail avec grande attention. Leurs remarques pertinentes ont apporté un éclairage nouveau sur mon manuscrit. Merci aussi à Marie M. et Guillaume P. pour avoir été des examinateurs particulièrement bienveillants. Merci enfin à Andrea Flossmann d'avoir bien voulu présider ce jury.

Je voudrais également remercier les personnels du LaMP qui ont facilité les aspects administratifs ou informatiques de mon travail : Cécile Y., Sandrine R., Édouard B., Florence H., et Sandra B. Leur écoute et leur disponibilité permettent de régler tous les tracas du quotidien !

Bien entendu, j'ai aussi une pensée particulière pour l'ensemble des thésards, post-doc, chercheurs du labo, qui m'ont permis de passer ces 4 ans le plus agréablement possible. Je pense notamment à tous ceux et celles avec qui j'ai partagé un bureau, d'abord dans le bâtiment 8, puis dans le bâtiment 5 : Boris Q., Maxime H., Julien B., Emmanuel F., Yoann L., Laurent L., Christelle B., Camille M., Hélène P.. Je n'oublie pas non plus Céline P., Fred T., Carole L., Clémence R., Guillaume M., Marie M., Laurent D. (et Boogie !). Merci pour leur bonne humeur, leurs encouragements et leurs conseils toujours avisés. Parmi tous ceux-là, j'ai une pensée plus spécifique pour Christelle B., camarade de promo depuis la première année de licence. Il est important de voir que d'autres que soi partagent les mêmes doutes ou les mêmes questionnements sur l'avenir. Nos discussions m'ont souvent aidée à faire « redescendre la pression », en me disant que nous étions sur le même bateau, et qu'on s'en sortirait toutes les deux ! Un petit mot aussi pour Emmanuel F., impliqué également dans le projet Megha-Tropiques, et dont les travaux ont été d'une grande importance pour mes propres résultats. La préparation et le déroulement des nombreuses réunions ou colloques Megha-Tropiques ont toujours été particulièrement enrichissants.

J'en profite également pour remercier les principaux participants à ces différents rendez-vous Megha-Tropiques qui ont jalonné ces 4 ans de thèse : Marielle G., Frédéric C., Nicolas V., Julien D.. Assister à l'avancée d'un projet de grande ampleur comme celui-ci m'a permis de constater l'importance des collaborations entre équipes, et ce, toujours dans la bonne humeur.

Bien sûr, pour "tenir le choc", il est aussi essentiel de savoir se changer les idées en dehors du labo. Pour cela, ma famille et mes ami(e)s ont joué un rôle primordial, et je tiens donc également à les remercier tous!

Je commencerai par mes amis les plus anciens, rencontrés au collège et toujours aussi importants dans ma vie, malgré les directions très variées prises par chacun de nous! Je pense à Mathieu, pharmacien le jour et B2S la nuit, et qui m'a fait découvrir beaucoup de jeux de société quasi confidentiels; à Lucas, notre Baloo, qui suit malgré lui un régime sans porc et sans alcool depuis bientôt 2 ans en Arabie Saoudite et qui, par conséquent, fait une cure de pâté et de vin à chacun de ses retours en Auvergne; à Perrine, qui a posé ses valises dans le sud ouest pour se lancer dans une carrière d'inspecteur gadget et qui a toujours été une amie attentive ; à Chloé, ma Poupouille d'amour, globe trotteuse dans l'âme mais toujours présente pour les moments importants dans la vie de ses ami(e)s (merci encore d'être venue pour ma soutenance, et d'avoir été la première à répondre au doodle d'invitation !). Merci enfin à Aurélia, la plus forte d'entre nous sans aucun doute, qui malgré les épreuves a continué à s'intéresser sincèrement à mes petits tracas de thésarde. J'attends avec impatience nos prochaines retrouvailles au complet (à Clermont, Vichy, Pau, ou Berlin... mais pas en Arabie!)

J'ai également une pensée pour la "bande de Beauregard", à l'origine de nombreuses soirées toujours remplies de rires, même si les sujets de plaisanteries sont rarement très raffinés! À Vincent, mon binôme depuis l'enfance; à Guédé et Claire (vivement votre prochaine crémaillère...); à Valent' et Agathe, les sportifs de la bande; à Marie et Nico, qui forment depuis peu une jolie famille avec la petite Margot; et à Damien, qui nous a fait découvrir les joies du stock-car!

Pour être efficace dans le travail, il est aussi indispensable d'appliquer le dicton "un esprit sain dans un corps sain"! Je remercie donc tout particulièrement Marie, Aurélie et Mariette, les Zumbettes de choc! Mais au final, les soirées mojito, lapins crétins sur wii, ou café del sol sont largement aussi sympathiques que le sport (en particulier quand la séance de footing se termine en braquage de Twingo)!!

En dehors des ami(e)s, mon plus grand soutien durant ces quatre années est sans nul doute venu de mon entourage familial.

Je tiens donc à remercier tout d'abord ma « belle-famille » : Marie-Françoise, Didier, Anne, Mathieu, et Noé (oui, tata est « nulle à la bagarre », je sais !), pour leur soutien bienveillant et les bons moments partagés qui m'ont toujours permis de décompresser.

Et bien sûr, je remercie du fond du cœur ceux qui me connaissent le mieux, (parfois mieux que moi-même !) : mes parents, ma sœur et Jérôme, pour leur soutien sans faille, même lorsque mes propres doutes ont eu tendance à déteindre sur eux! Ils ont également su s'adapter à mes

changements d'humeur (fréquents!) et m'épargner la question fatidique "alors, cette thèse, ça avance?" lorsque mon moral ne l'aurait pas supporté. Un merci particulier à ma mère qui a eu le courage d'être la première correctrice de mon manuscrit ("arrête d'utiliser la voie passive!", "c'est joli, l'expression « pas de temps »..." "...non, maman, c'est pas joli, c'est scientifique!"). Merci également à mes parents d'avoir (presque!) réussi à dissimuler leur stress à l'approche de la soutenance. Et un immense merci à ma sœur pour avoir trouvé les mots justes afin de me remotiver ou de me déstresser, avec le don de me faire rire, et ce, depuis toujours. Elle reste celle auprès de laquelle je peux me plaindre, crier, pleurer, danser, sauter, ou « faire une petite boule » n'importe quand !

J'élargis également ces remerciements familiaux à mon grand-père et à mon oncle, pour la confiance et les encouragements qu'ils m'ont toujours témoignés. Et au moment où j'écris ces lignes je pense aussi très fort à ma grand-mère qui aurait peut-être été la plus fière d'entre tous de me voir arriver au bout de ce chemin...

Pour finir, il me reste à remercier une personne. Celui qui m'accompagne depuis 7 ans déjà, et qui a été à mes côtés dans les bons et mauvais moments de ce parcours. Merci donc à Loïc pour avoir toujours su, durant ces quatre années de thèse, me reconforter, me motiver, ou me distraire. Merci de m'avoir bousculée quand il le fallait (tout en ménageant ma susceptibilité quelquefois exacerbée !), d'avoir été à l'écoute de mes satisfactions (parfois), de mes plaintes (souvent !), et d'avoir toujours pris soin de moi (notamment en me faisant découvrir le pays merveilleux des petits cachets roses 3 jours avant la soutenance !). En un mot, merci à lui d'être celui sur qui je peux m'appuyer quoi qu'il arrive.

Ça, c'est fait !!!!!

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE	15
CHAPITRE 1 : L'ATMOSPHERE TROPICALE, UN OBJET D'ETUDE COMPLEXE	21
1.1 Dynamique de l'atmosphère tropicale et moussons.....	21
1.1.1 Rôle de l'atmosphère tropicale dans le climat et la circulation atmosphérique terrestres	21
1.1.2 La Mousson d'Afrique de l'Ouest	27
1.1.2.1 Généralités sur la mousson.....	27
1.1.2.2 Les composantes clés de la Mousson d'Afrique de l'Ouest	29
1.1.2.3 Variabilités de la MAO	34
1.2 Les systèmes convectifs de méso-échelle et lignes de grains.....	37
1.2.1 Généralités et structure	37
1.2.2 Cycle de vie	41
1.2.3 Dynamique d'une ligne de grains	43
1.2.4 Microphysique d'une ligne de grains	46
1.3 Bilan du chapitre.....	52
CHAPITRE 2 : MEGHA-TROPIQUES, UN PROJET AMBITIEUX ET COMPLET	53
2.1 Megha-Tropiques : la mission satellitaire et les campagnes de validation au sol.....	54
2.1.1 La mission satellitaire	54
2.1.1.1 Objectifs de la mission satellitaire	54
2.1.1.2 Les instruments ScaRaB / SAPHIR / MADRAS et le traitement de leurs mesures	55
2.1.2 Les campagnes de validation microphysique de Megha-Tropiques	57
2.1.2.1 Objectifs des campagnes microphysiques	58
2.1.2.2 La campagne de Niamey (2010) : présentation, récapitulatif des vols et instrumentation embarquée	58
2.2 Les radars dans Megha-Tropiques	60
2.2.1 Principe de la mesure radar.....	60
2.2.1.1 Historique et description du fonctionnement d'un radar	60
2.2.1.2 Équation radar, facteur de réflectivité, et réflectivité équivalente	64

2.2.1.3	Sources d'erreur dans la mesure de réflectivité par un radar	67
2.2.2	Les radars utilisés à Niamey (2010).....	69
2.2.2.1	Les radars au sol : MIT et Xport	69
2.2.2.2	Le radar aéroporté RASTA	71
2.3	Bilan du chapitre	72

CHAPITRE 3 : CONFRONTATION ENTRE LES MESURES AEROPORTEES ET LES REFLECTIVITES OBSERVEES DEPUIS LE SOL DURANT MEGHA-TROPIQUES.....75

3.1	Études de référence et problématique.....	75
3.2	Méthodologie.....	78
3.2.1	Calcul de la réflectivité et du contenu en glace à partir des mesures aéroportées	78
3.2.2	Colocalisation des données radars sol sur la trajectoire de l'avion.....	83
3.2.2.1	Interpolation spatiale.....	84
3.2.2.2	Interpolation temporelle	86
3.3	Résultats et discussions.....	87
3.3.1	Comparaison entre les réflectivités colocalisées des deux radars sol	87
3.3.2	Comparaison entre mesures sol et <i>in-situ</i>	90
3.3.2.1	Présentation des figures et généralités.....	90
3.3.2.2	Sous-estimation de la réflectivité colocalisée du MIT	94
3.3.2.3	Importance des cristaux de grande taille	96
3.3.2.4	Comparaison statistique.....	98
3.3.3	Relation entre contenu en glace et réflectivité	99
3.3.3.1	Généralités.....	99
3.3.3.2	Rôle de la température	101
3.3.3.3	Importance de la loi masse-diamètre dans la restitution du contenu en glace	102
3.3.3.4	Rôle des larges particules pour la restitution du contenu en glace à 5,5 GHz et à 94 GHz.....	105
3.4	Conclusions	106

CHAPITRE 4 : CAS DU 13 AOUT 2010 : MODELISATION D'UNE LIGNE DE GRAINS AVEC LE MODELE WRF..... 111

4.1	Le modèle WRF	111
4.1.1	Généralités sur les modèles météorologiques et particularités du modèle WRF	111
4.1.1.1	Principe et équations des modèles météorologiques	111

4.1.1.2	<i>Caractéristiques du modèle WRF</i>	113
4.1.2	Les paramétrisations microphysiques dans WRF	117
4.1.2.1	<i>Généralités sur les schémas de microphysique</i>	117
4.1.2.2	<i>Les schémas de Thompson et de Morrison</i>	118
4.2	Cas du 13 Août 2010 : configuration et résultats	122
4.2.1	Situation météorologique observée	122
4.2.2	Configuration de la simulation et post-traitement	125
4.2.2.1	<i>Configuration des domaines de simulation</i>	125
4.2.2.2	<i>Paramétrisations employées</i>	126
4.2.2.3	<i>Calcul de la réflectivité</i>	127
4.2.3	Résultats	128
4.2.3.1	<i>Situation météorologique globale</i>	128
4.2.3.2	<i>Déclenchement et maintien de la convection</i>	133
4.2.3.3	<i>Suivi de la ligne de grains</i>	139
4.2.3.4	<i>Comparaison entre le modèle et les mesures des radars sol grâce aux CFAD</i>	143
4.2.3.5	<i>Comparaison des schémas de Thompson et Morrison</i>	153
4.3	Conclusions	159
	CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	163
	ANNEXE A : Études scientifiques sur l’atmosphère tropicale avant Megha-Tropiques	169
	ANNEXE B : Campagne Megha-Tropiques 2011 aux Maldives	183
	ANNEXE C : Schémas de paramétrisation utilisés dans WRF	189
	ANNEXE D : Table des acronymes	191
	TABLE DES FIGURES ET TABLEAUX	195
	BIBLIOGRAPHIE	201

INTRODUCTION GENERALE

L'eau est l'élément essentiel au développement de la vie. La vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère est l'un des gaz à effet de serre les plus efficaces, permettant à la planète Terre d'avoir une température de surface moyenne d'environ 15°C. À cette température, la présence d'eau sous forme liquide est possible, et avec elle la vie.

Les précipitations sont un des mécanismes essentiels du cycle de l'eau car elles permettent de faire le lien entre l'eau contenue dans les nuages et la surface terrestre. Elles régissent ainsi l'équilibre de la faune et de la flore sur Terre, et donc la distribution des différents écosystèmes de notre planète. De nos jours, des enjeux majeurs sont encore liés à la problématique de l'eau, comme l'agriculture, la santé, ou les infrastructures (routes, ponts, etc.). La pluie est indispensable pour obtenir des récoltes suffisantes pour nourrir les populations et limiter certains risques sanitaires. Même pour nos sociétés modernes, des secteurs de pointe tels que l'aviation ou les télécommunications peuvent également être tributaires des conditions météorologiques et des précipitations.

Un simple dérèglement de cet équilibre engendre des conséquences dramatiques. Une sécheresse trop prononcée (on parle parfois de « stress hydrique ») ou des précipitations excessives impactent les récoltes agricoles, et peuvent entraîner des effets sanitaires dévastateurs. Aujourd'hui, la communauté scientifique s'accorde sur l'idée que l'avenir risque d'être de plus en plus ponctué par ce genre d'évènements extrêmes (Trenberth et al., 2003). Le cinquième rapport du Groupe Intergouvernemental d'étude sur l'Évolution du Climat (GIEC, 2013) estime « pratiquement certaine » une intensification des évènements pluvieux (augmentation de la fréquence, de l'intensité et/ou du nombre des épisodes de précipitations abondantes).

Partout sur la planète, la prévision des précipitations représente donc un enjeu majeur. Connaître avec précision l'intensité et la localisation des évènements pluvieux est un objectif essentiel des sciences de l'atmosphère (Webster et al., 2011). La pluie reste néanmoins un processus météorologique d'une grande variabilité, aussi bien dans le temps que dans l'espace, ce qui rend difficile sa prévision, malgré le développement de modèles météorologiques de plus en plus perfectionnés.

L'ensemble des territoires de la planète n'est cependant pas soumis de la même façon à ces variations hydriques et pluviométriques. Certaines populations sont particulièrement vulnérables et

tributaires des fluctuations des ressources en eau. C'est le cas de la majorité des pays émergents, notamment sur le continent africain. Pour la plupart de ces états, l'économie est fondée sur l'agriculture et les événements climatiques violents liés à un excès (inondations) ou à un déficit (sécheresses) en eau ont souvent des conséquences plus tragiques qu'ailleurs. Une trop forte ou trop longue sécheresse entraîne des pénuries alimentaires pouvant conduire à des épisodes de famine. À l'inverse, des précipitations subites et très intenses peuvent provoquer des inondations dont les bilans matériel et humain sont souvent très lourds. Certaines épidémies sont également sensibles aux variations pluviométriques. Enfin, des événements météorologiques très violents tels que des orages intenses ont parfois des conséquences exceptionnelles. L'exemple le plus récent est celui de l'accident d'avion survenu le 24 juillet 2014. Durant le vol reliant Ouagadougou (Burkina Faso) à Alger (Algérie), un appareil de la compagnie Air Algérie s'est écrasé au nord du Mali à cause de la situation météorologique chaotique qu'il rencontrait, provoquant la mort des 118 personnes à bord.

De plus, dans le contexte actuel de changement climatique, le continent africain risque de figurer parmi les régions du globe les plus impactées par le réchauffement qu'envisage le GIEC. Il constitue donc (avec l'Asie) l'endroit du monde où les conséquences socio-économiques des fluctuations pluviométriques sont les plus importantes.

Il existe donc un intérêt accru de la part de la communauté scientifique pour comprendre et prévoir au mieux les conditions météorologiques en Afrique, et plus particulièrement en Afrique de l'Ouest, située dans la ceinture intertropicale. Dans cette région, on trouve au cœur du système atmosphérique deux éléments majeurs : la circulation de moussons, et les systèmes convectifs de méso-échelle, ou MCS, responsables de la grande majorité des précipitations. La connaissance de ces différents acteurs constitue donc un des enjeux primordiaux de la physique de l'atmosphère. Plus particulièrement, la phase glacée des nuages convectifs et tous les processus microphysiques qui lui sont associés, sont aujourd'hui des thématiques centrales pour progresser dans la prévision des précipitations africaines par les modèles numériques. En effet, les nuages tropicaux produisent la majeure partie de leurs précipitations à partir de la phase glacée (Liu et Curry, 1999), dont les propriétés (notamment radiatives) sont largement différentes de celles des gouttelettes d'eau, de par les tailles variées et des formes complexes des cristaux qui la composent.

Afin d'étudier l'atmosphère tropicale africaine, il existe un grand nombre de moyens expérimentaux, chacun présentant ses avantages et ses inconvénients propres. Les mesures *in-situ* permettent d'obtenir des informations au cœur même des systèmes nuageux. Des réseaux de pluviomètres et de disdromètres au sol documentent le temps sensible, notamment l'intensité des précipitations. Les observations radars depuis la surface offrent la possibilité de connaître l'évolution des systèmes précipitants à plus grande échelle spatiale et temporelle. La télédétection active ou

passive, grâce à l'essor des satellites, permet d'observer les structures nuageuses à échelle globale et sur des périodes longues. Il est donc de plus en plus courant de combiner différents moyens d'observation simultanément afin d'obtenir des informations à différentes échelles spatio-temporelles. Enfin, la montée en puissance des ressources informatiques au fil des dernières décennies favorise la modélisation numérique de l'atmosphère, et ce, de l'échelle microscopique jusqu'à l'échelle planétaire. La modélisation permet donc, à moindre coût, d'analyser les aspects dynamiques et microphysiques des systèmes convectifs africains. Cependant, il est essentiel de valider la performance des modèles météorologiques en confrontant les résultats simulés avec des observations de terrain.

Depuis plusieurs dizaines d'années, de grands projets scientifiques ont vu le jour pour étudier l'atmosphère tropicale africaine. La plupart de ces programmes de recherche impliquent une coopération internationale car leur coût est considérable, notamment à cause de l'utilisation de matériels de pointe. De plus, l'ensemble de la préparation, de la réalisation, et de l'exploitation de ces projets majeurs s'échelonne le plus souvent sur des années, exigeant un engagement très fort de la part de dizaines voire de centaines de scientifiques à travers le monde. Le programme AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) (Redelsperger et al., 2006), par exemple, regroupe les compétences d'hydrologues, de biologistes, de météorologues, mais également de médecins, autour de la compréhension de la mousson africaine. Ce projet met en œuvre un grand nombre de moyens d'observations complémentaires (vols instrumentés, sondages atmosphériques, pluviomètres, radars, modèles numériques, etc.).

Un autre des plus récents programmes de recherche permettant une grande synergie entre les différents moyens d'étude de l'atmosphère tropicale est le projet Megha-Tropiques. La mission spatiale s'appuie sur un partenariat franco-indien. Le lancement du satellite dédié à l'observation des tropiques a eu lieu en 2010. Cependant, la validation des différents algorithmes et produits satellitaires implique la mise en œuvre d'une base de données détaillée concernant les systèmes convectifs tropicaux, en particulier leur phase glacée. Dans le cadre de ce programme, des campagnes de terrain ont donc été organisées.

Cette thèse a donc pour objectif de développer des stratégies pour valider les algorithmes d'inversion des observations de télédétection telles que celles du satellite Megha-Tropiques afin d'améliorer notre compréhension de la formation des précipitations intenses associées à la mousson africaine. Elle s'inscrit plus précisément dans le contexte de la campagne de validation microphysique qui s'est déroulée à Niamey (Niger) durant l'été 2010. Ce projet a profité des avantages d'une instrumentation renouvelée et de stratégies d'observations coordonnées entre la plateforme aéroportée et les radars au sol, par rapport aux programmes précédents comme AMMA (même si le satellite Megha-Tropiques n'était pas opérationnel au moment de la campagne). La campagne de Niamey a ainsi permis d'étudier des systèmes convectifs à méso-échelle avec un fort contenu en glace, ce qui lui

confère un caractère novateur en comparaison aux nuages observés pendant d'autres programmes d'observations, notamment en Afrique de l'Ouest, en Angleterre, ou en Floride.

Le travail de thèse présenté dans ce manuscrit traite donc principalement de la microphysique glacée des systèmes convectifs d'Afrique de l'Ouest grâce à la combinaison de sondes aéroportées, de plusieurs radars météorologiques (embarqué ou au sol) et d'un modèle numérique. Il a deux objectifs majeurs, mis en œuvre grâce aux différents moyens expérimentaux déployés durant la campagne :

- étudier le rôle des mesures *in-situ* dans l'obtention d'une bonne connaissance de la microphysique des systèmes nuageux indispensable à la validation de l'algorithme de restitution satellite de Megha-Tropiques. Pour cela, nous utiliserons les mesures microphysiques *in-situ* issues de plusieurs sondes de dernière génération et d'un radar embarqués à bord d'un avion afin d'obtenir des informations sur la phase glacée des nuages, et comparer ces données avec des observations réalisées par des radars implantés au sol. Ainsi, nous verrons si les mesures issues de la télédétection peuvent établir les mêmes caractéristiques nuageuses que celles résultant de l'exploitation des observations *in-situ*. Nous évaluerons ainsi le caractère indispensable des mesures aéroportées dans le cadre de la validation des algorithmes de restitution satellitaires.
- étudier la capacité d'un modèle météorologique à simuler un système nuageux africain typique ainsi que ses caractéristiques dynamiques et microphysiques principales. De cette façon, il sera possible de savoir si une campagne de terrain telle que celle de Niamey en 2010 est indispensable pour documenter la phase glace des systèmes orageux précipitants africains ou bien si, *a contrario*, les modèles météorologiques actuels sont suffisamment développés pour obtenir des informations de bonne qualité et ainsi participer à la validation des algorithmes de télédétection.

Ce manuscrit est structuré selon quatre chapitres :

Le chapitre 1 sera consacré à l'atmosphère tropicale, objet d'étude de cette thèse. Acteur majeur de la circulation terrestre générale, le système atmosphérique intertropical est régi par des phénomènes météorologiques qui lui sont propres, tels que la circulation de mousson et les MCS. Nous nous intéresserons donc particulièrement à ces deux éléments et décrirons leurs caractéristiques principales.

Le chapitre 2 sera dédié à la présentation du projet Megha-Tropiques, au cœur de ce travail. Ce programme s'inscrit dans la continuité de la recherche scientifique des dernières décennies. Nous nous focaliserons sur ses objectifs et les moyens instrumentaux déployés pour sa réalisation. L'accent sera mis sur la campagne de validation microphysique de Niamey et les différents radars qui ont alors été utilisés, car ces données constituent la base de ce travail de thèse.

À travers le chapitre 3, nous réaliserons une confrontation entre les mesures aéroportées et les réflectivités observées depuis le sol durant la campagne d'août 2010. Après avoir présenté les études de référence sur ce sujet ainsi que notre problématique propre, nous aborderons plusieurs points de méthodologie permettant cette comparaison entre les mesures directes mais ponctuelles réalisées à bord de l'avion et les champs de réflectivité en trois dimensions issus des radars au sol. Les observations aéroportées utilisées dans ce chapitre ont été traitées et analysées à travers la thèse d'Emmanuel Fontaine (2014). À la suite de ces aspects méthodologiques, nous présenterons les résultats majeurs de cette étude. Nous verrons si une comparaison entre les différents jeux de données est possible. Puis l'accent sera porté sur la relation existant entre le contenu en glace des nuages et la réflectivité radar, sa généralisation et le rôle de la température sur celle-ci. En outre, les deux types de radars utilisés durant cette campagne (les « radars-nuages », et les « radars-précipitations ») seront comparés. Nous établirons ainsi les avantages et les inconvénients de chacun d'entre eux pour ce genre d'analyse de la phase glacée des MCS africains.

Enfin, le chapitre 4 sera consacré à l'aspect modélisation de cette thèse. Nous décrirons d'abord le modèle météorologique utilisé, WRF (Weather Research and Forecasting) (Skamarock et al., 2008), et le traitement de la microphysique au sein de ce dernier sera plus spécifiquement exposé. Puis, grâce à un cas d'étude précis issu de la campagne Megha-Tropiques de Niamey, nous évaluerons la capacité de WRF à reproduire une situation météorologique typique de l'Afrique de l'Ouest, avec la mise en place d'une ligne de grains intense. Les stades de formation, d'intensification, et de maturation de la convection profonde seront spécifiquement étudiés. De plus, le lien sera fait entre la simulation numérique et les observations réellement effectuées pour notre cas d'étude grâce à l'analyse statistique des distributions de la réflectivité selon l'altitude. Nous étudierons également l'impact du choix du schéma microphysique utilisé dans le modèle météorologique WRF. Pour cela, une comparaison des résultats issus de deux simulations employant des schémas différents sera effectuée.

Les conclusions générales de cette thèse ainsi que des perspectives de travaux à venir seront présentées à la fin de ce manuscrit.

CHAPITRE 1 : L'ATMOSPHERE TROPICALE, UN OBJET D'ETUDE COMPLEXE

1.1 Dynamique de l'atmosphère tropicale et moussons

1.1.1 Rôle de l'atmosphère tropicale dans le climat et la circulation atmosphérique terrestres

L'étude et la compréhension des phénomènes qui se déroulent dans les régions tropicales sont essentielles pour mieux appréhender le climat global de la Terre et la circulation atmosphérique. En effet, cette zone du globe joue un rôle majeur de « réservoir » d'énergie à l'échelle planétaire.

Avant tout, il est important de préciser que les régions dites « tropicales » ne se résument pas aux zones géographiques comprises entre les tropiques du Cancer ($23^{\circ}27'N$) et du Capricorne ($23^{\circ}27'S$). Dans le domaine de la météorologie, la ceinture tropicale s'étend approximativement entre $30^{\circ}N$ et $30^{\circ}S$, ce qui représente environ la moitié de la surface du globe. Il faut également noter que cette zone tropicale n'est pas fixe dans le temps et l'espace, elle suit les mouvements du soleil et peut se décaler vers le Nord ou vers le Sud jusqu'à 40° voire 45° selon la saison.

Du fait de la sphéricité de la Terre, les tropiques jouent un rôle essentiel dans le bilan radiatif du globe. En effet, l'intensité du rayonnement solaire reçu à la surface de la Terre dépend de l'angle d'incidence θ de ces rayons avec la normale à la surface réceptrice. Elle est directement proportionnelle au cosinus de cet angle. En effet, une même quantité d'énergie solaire incidente se répartira sur une plus grande surface en se rapprochant des pôles, et apportera moins d'énergie à la surface. Les régions tropicales, elles, reçoivent une densité d'énergie solaire largement plus importante que les pôles (figure 1-1).

Toute l'énergie solaire qui atteint le système Terre-atmosphère n'est pas absorbé par lui. L'albédo terrestre représente le rapport entre le flux réfléchi et le flux solaire incident. Il vaut environ 0,3 pour le système Terre-atmosphère. Cela signifie que 70% du rayonnement solaire incident est

absorbé par la Terre ou l'atmosphère, tandis que 30% est réfléchi (figure 1-2). D'autre part, comme tous les corps chauds, le système Terre-atmosphère est également émetteur de radiations, dans le domaine de l'infrarouge. Ce flux infrarouge est positif sur toute la surface du globe mais varie selon la latitude car sa valeur est fonction de la température. De plus, selon la composition de l'atmosphère et particulièrement sa teneur en vapeur d'eau, le flux radiatif au sommet de l'atmosphère sera différent.

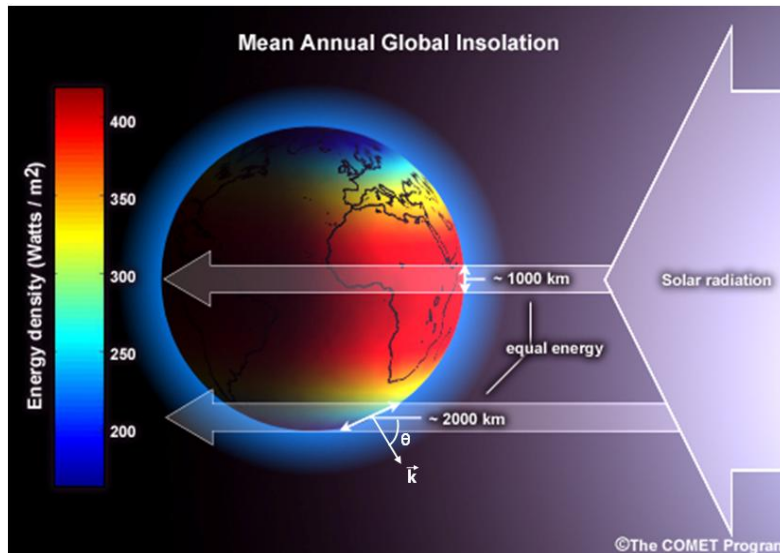


Figure 1-1 : Variation du flux d'énergie solaire annuel en fonction de la latitude et de l'angle d'incidence θ . Adapté de The COMET Program.

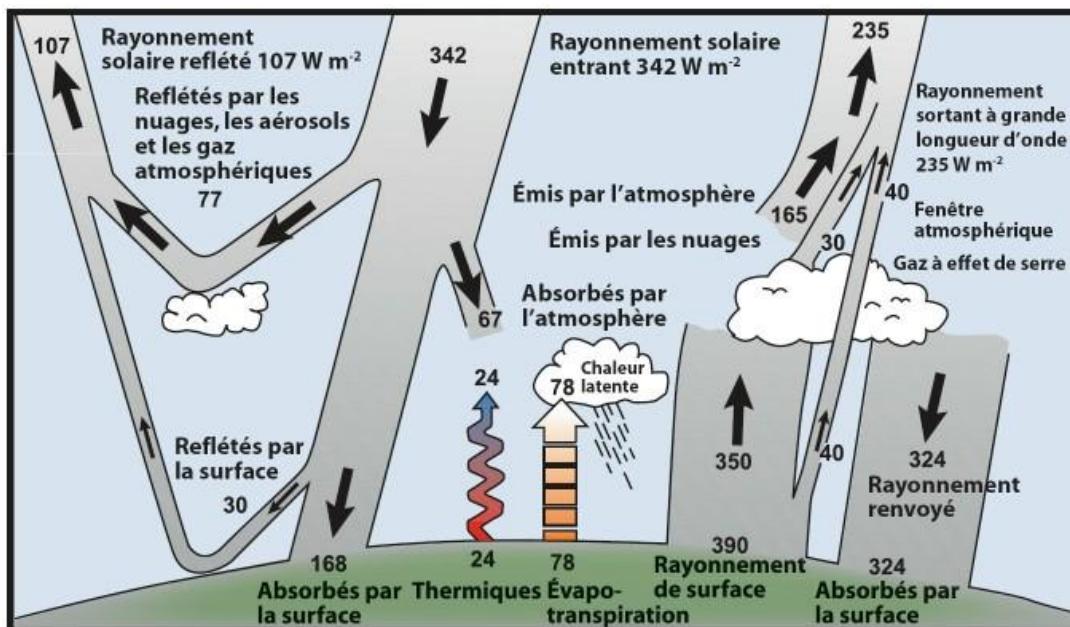


Figure 1-2 : Bilan énergétique (en $W \cdot m^{-2}$) en moyenne globale et annuelle du système Terre-atmosphère. À gauche : le rayonnement solaire (UV) ; À droite : le rayonnement émis par la Terre et l'atmosphère (IR) ; Au centre : les flux de chaleurs sensible et latente. D'après Kiehl et Trenberth (1997).

Le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère représente donc la différence entre le flux solaire absorbé et le flux infrarouge émis par le système. Il peut s'écrire sous la forme :

$$R_N = R_S \cdot (1 - A) - R_{IR} \quad (1.1)$$

où R_N est le flux net ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), R_S le rayonnement solaire incident au sommet de l'atmosphère ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$), A l'albédo total de la surface terrestre et de l'atmosphère, et R_{IR} le flux infrarouge émis par la surface terrestre et l'atmosphère ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$).

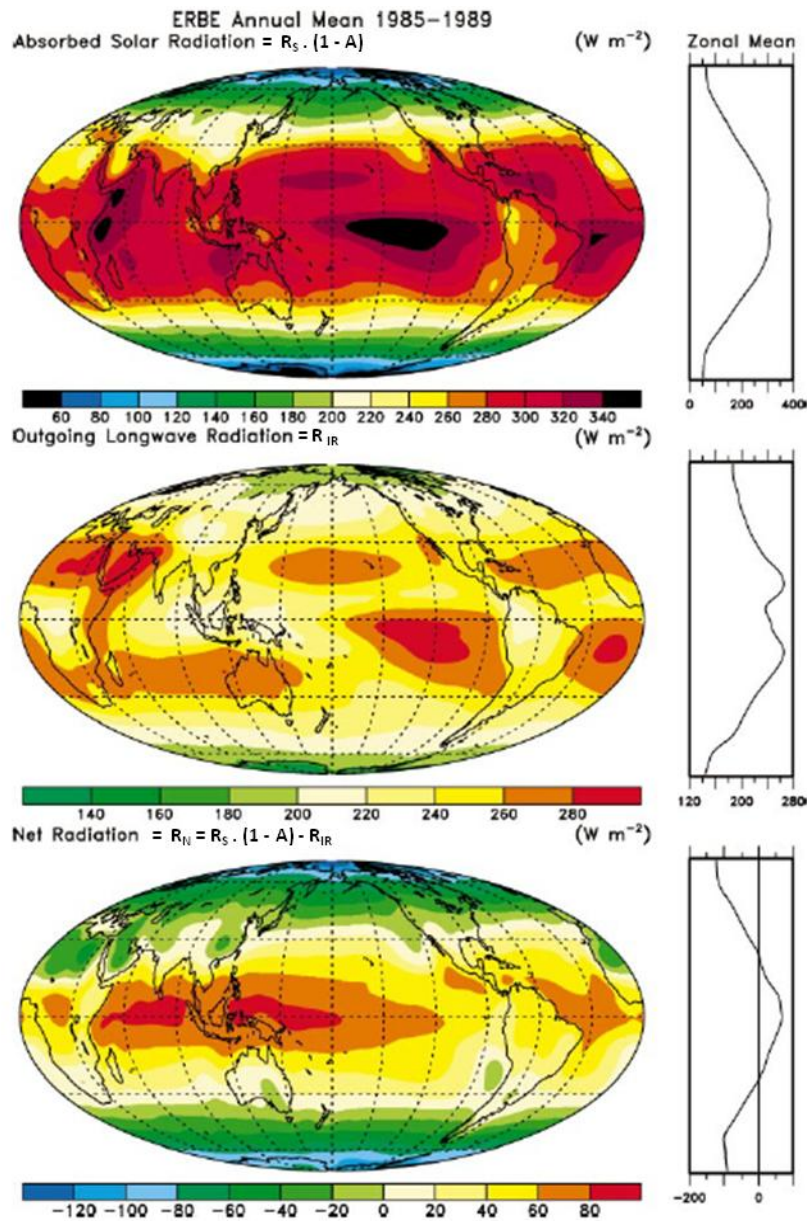


Figure 1-3 : Flux solaire absorbé (en haut), flux infrarouge sortant (au milieu), et bilan radiatif net (en bas) en moyenne annuelle (entre février 1985 et avril 1989) au sommet du système Terre-atmosphère. Les profils en moyenne zonale sont indiqués à droite. Adapté de [Trenberth et Stepaniak \(2003\)](#).

La [figure 1-3](#), issue de [Trenberth et Stepaniak \(2003\)](#) résume la répartition des flux incident, sortant, et du flux net autour du globe. On voit clairement que la zone tropicale est une région excédentaire en énergie. Elle absorbe plus d'énergie qu'elle n'en émet. À l'inverse, plus on s'approche des pôles, plus le bilan radiatif net est déficitaire. Cette répartition différentielle d'énergie selon la latitude constitue le moteur de la circulation atmosphérique et océanique à l'échelle planétaire, qui a pour but de redistribuer de l'énergie excédentaire depuis les tropiques vers les latitudes moyennes et les pôles.

Ce transport méridien d'énergie est réalisé à parts égales par les courants atmosphériques et par des courants océaniques planétaires appelés gyres. Dans l'atmosphère, il donne naissance aux structures atmosphériques appelées cellules de Hadley. Il s'agit de deux cellules quasiment symétriques par rapport à l'équateur dans lesquelles l'air chaud s'élève à l'équateur et est transporté à haute altitude vers les pôles. La rotation de la Terre ne leur permet cependant pas de s'étendre jusqu'aux latitudes extrêmes. Ce sont les cellules de Ferrel et les cellules polaires qui prennent le relais aux latitudes tempérées et extrêmes pour transférer l'énergie jusqu'aux pôles ([figure 1-4](#)).

La branche ascendante commune aux deux cellules de Hadley, située vers 5°N, définit la Zone de Convergence Intertropicale, ou ZCIT. C'est une zone de forte activité convective, qui génère une ceinture dépressionnaire en surface. Ces courants ascendants et fortement chargés en énergie divergent ensuite en altitude jusqu'à environ 30°N et 30°S, où leur subsidence crée alors une ceinture anticyclonique. Dans ces basses couches atmosphériques, l'air tend alors à se rediriger vers la zone de basse pression équatoriale et il est également dévié par la force de Coriolis, créant ainsi les alizés, vents de Nord-Est dans l'hémisphère Nord, et de Sud-Est dans l'hémisphère Sud. La circulation schématique des cellules de Hadley est représentée sur la [figure 1-7](#). Il est également important de préciser que l'intensité de ces cellules est variable dans le temps. Aux équinoxes (printemps et automne), les deux cellules de Hadley sont d'intensités équivalentes. Aux solstices (hiver et été), en revanche, la cellule de Hadley qui se trouve dans l'hémisphère d'hiver est largement plus développée que celle de l'hémisphère d'été.

La circulation de Hadley, caractéristique de l'atmosphère tropicale, régit donc la circulation générale autour du globe. Elle assure le transport méridien de chaleur et de moment cinétique.

Nous venons de mettre en évidence la variabilité méridienne du bilan radiatif du système Terre-atmosphère et l'existence de cellules de Hadley qui ont pour but d'assurer l'équilibre énergétique autour du globe. Il existe également un déséquilibre énergétique selon la verticale, entre la surface et le sommet de l'atmosphère. Pour s'en rendre compte, il faut considérer la différence entre le bilan radiatif en surface R_n et le bilan radiatif au sommet de l'atmosphère que nous avons précédemment abordé, R_N .

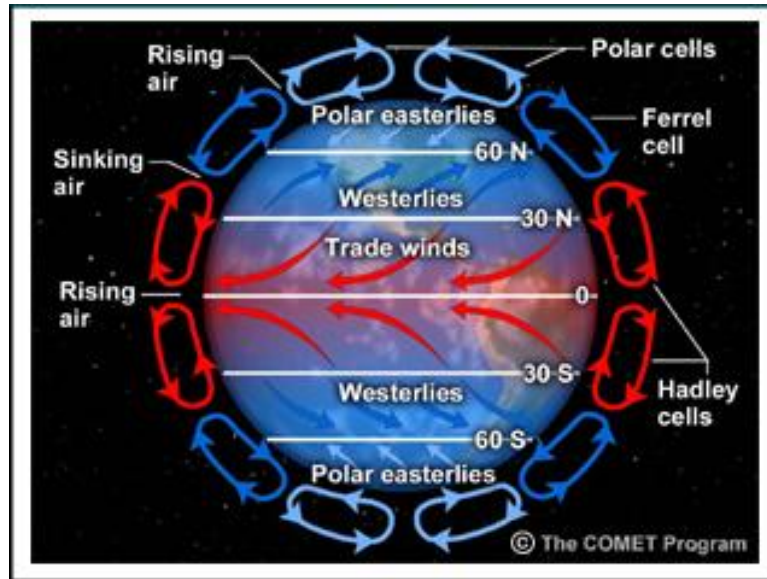


Figure 1-4 : Représentation schématique de la circulation atmosphérique générale avec les cellules de Hadley, de Ferrel, et polaires. D'après The COMET Program.

Le bilan radiatif en surface, qui représente la différence entre le flux solaire absorbé par la surface de la Terre et le rayonnement tellurique, se calcule de la façon suivante :

$$R_n = R_{ss} \cdot (1 - a) + R_t \quad (1.2)$$

avec R_{ss} le flux solaire incident à la surface ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$), a l'albédo de la surface de la Terre, et R_t le rayonnement tellurique infrarouge émis par la surface terrestre ($\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$).

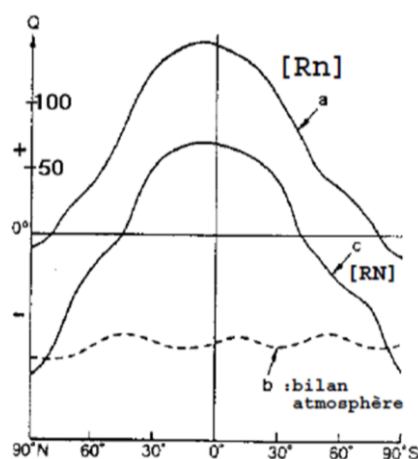


Figure 1-5 : Bilan radiatif (en $\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$) en moyenne annuelle et zonale a) de la surface (R_n) ; b) de l'atmosphère ; c) au sommet de l'atmosphère (R_N). D'après Sellers (1965).

En moyenne, ce bilan radiatif est partout excédentaire (sauf aux pôles, au-delà de 80°N et 80°S). La [figure 1-5](#) met en parallèle le bilan radiatif à la surface de la Terre R_n (courbe a) et le bilan radiatif du système Terre-atmosphère R_N (courbe c). Ces deux courbes suivent la même évolution. La différence entre les deux représente le bilan énergétique de l'atmosphère. Comme le montre la courbe b, ce bilan est clairement négatif quelle que soit la latitude considérée, ce qui signifie que le sommet de l'atmosphère est déficitaire en énergie et la surface terrestre excédentaire. Pour contrebalancer ce phénomène, des mouvements verticaux se mettent en place et se superposent aux cellules de Hadley. Cela explique donc l'existence d'une zone de convection profonde et intense dans la zone tropicale, la ZCIT, ainsi que la ZCPS (Zone de Convergence du Pacifique Sud).

L'activité convective de la ZCIT est plus intense sur les continents que sur les océans. Les surfaces continentales ont une faible capacité calorifique et une faible conduction thermique. L'énergie ne peut donc pas être stockée ni transportée à travers le sol. La redistribution d'énergie excédentaire ne peut donc s'effectuer qu'à travers des mouvements atmosphériques ascendants de grande ampleur. À l'inverse, les océans ont une forte capacité calorifique et peuvent piéger puis transporter efficacement vers les pôles l'énergie ainsi emmagasinée. Il existe donc une forte variabilité zonale de l'activité convective le long de la ZCIT. Cela crée quatre cellules dites de Walker ([figure 1-6](#)), mises en évidence pour la première fois par [Bjerknes \(1969\)](#). Ces structures en rouleaux mettent en relation trois pôles majeurs de convection profonde situés sur les continents (Amérique centrale, Afrique, archipel indonésien), et des zones de subsidence importante situées à l'Est des océans Atlantique et Pacifique et à l'ouest de l'océan Indien.

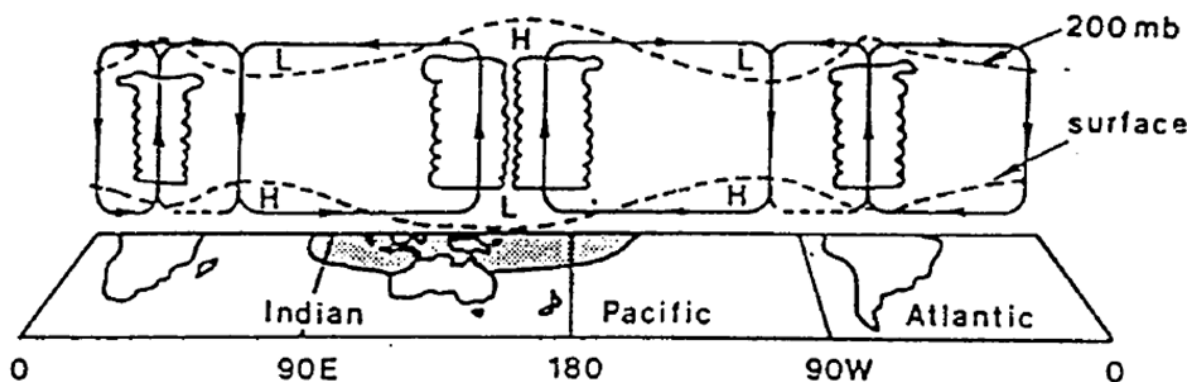


Figure 1-6 : Circulation de Walker dans un plan équatorial vertical pour une année dite « normale » (par opposition à une année de type El Niño) dans l'hémisphère Sud. D'après [Newell \(1979\)](#).

La région intertropicale du globe est donc le siège d'une circulation atmosphérique locale propre mais dont l'influence s'exerce sur l'ensemble de la planète. La [figure 1-7](#) résume les deux

structures dynamiques principales de cette zone (les cellules de Hadley et les cellules de Walker), positionnées dans des plans orthogonaux. Ces deux types de cellules alimentent une zone de forte convergence en basse couche et de divergence en haute troposphère.

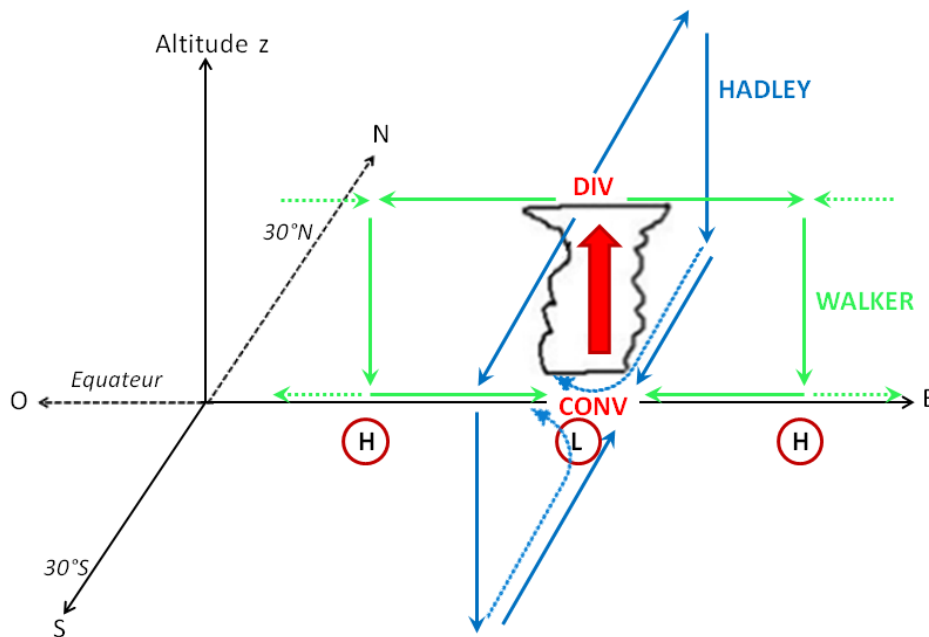


Figure 1-7 : Schématisation de la circulation de Hadley (en bleu) et de la circulation de Walker (en vert). Les flèches en pointillés bleus représentent la déviation des alizés le long de l'équateur. Les flèches en pointillés verts représentent les cellules de Walker adjacentes. Les zones de hautes (basses) pressions de surface sont représentées par les lettres H (L). Adapté de **Beucher (2010)**.

Cependant, cette description de la circulation tropicale représente une moyenne annuelle.

Le déplacement saisonnier de la ZCIT implique qu'une même région de la ceinture inter-tropicale sera alternativement située dans la zone dépressionnaire caractéristique de la ZCIT puis dans la zone anticyclonique qui l'encadre. Cette transition est caractéristique du phénomène de mousson, notamment en Afrique de l'Ouest.

1.1.2 La Mousson d'Afrique de l'Ouest

1.1.2.1 Généralités sur la mousson

L'origine du terme « mousson » vient de l'arabe « *mausim* », qui signifie « saison », en référence à la saison des pluies caractéristique des zones de mousson qui alterne avec une saison

sèche. Cependant, **Ramage (1971)** met en évidence le fait que toutes les régions qui connaissent une saison des pluies ne sont pas forcément des régions de mousson.

Il préfère mettre en place trois critères plus spécifiques à la dynamique atmosphérique pour sélectionner ces zones :

- entre janvier et juillet, les vents dominants de basses couches (jusqu'à 700 hPa environ) doivent voir leur direction virer d'au moins 120° ,
- en janvier et en juillet, la fréquence moyenne d'occurrence de chaque régime de vent doit être supérieure à 40%,
- pendant au moins un mois le vent moyen doit être supérieur à 3 m.s^{-1} .

D'après cette définition basée sur un renversement du régime des vents, une large zone du globe est donc considérée comme le siège de mousson. Elle est située entre les deux positions extrêmes de l'équateur météorologique ou ZCIT (**figure 1-8**) et représente environ la moitié de la surface des tropiques. Trois pôles majeurs se distinguent particulièrement : on parle de la mousson africaine, asiatique, et indonésienne (l'Indonésie est considérée comme un « continent maritime » du fait de son très grand nombre d'îles). Le continent américain est parfois perçu aussi comme une région de mousson, mais cela n'est pas reconnu par l'ensemble de la communauté scientifique aujourd'hui.

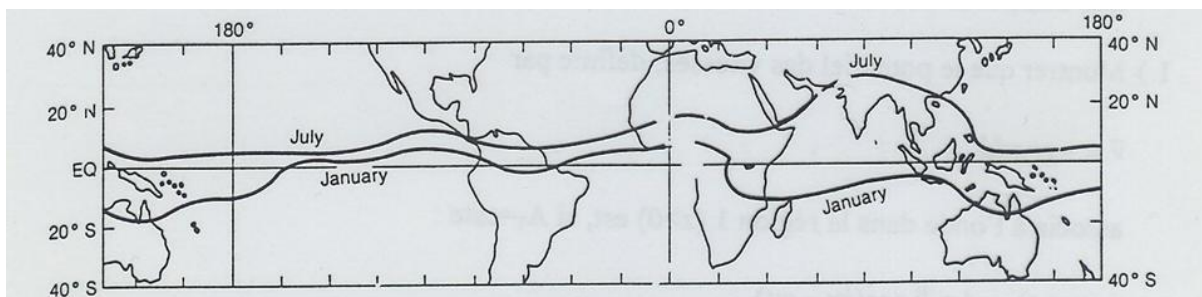


Figure 1-8 : Déplacement saisonnier de l'équateur météorologique. D'après Henderson-Sellers et Robinson (1986).

Le déplacement saisonnier de la ZCIT fait entrer ou sortir chacun des « pôles » de mousson (africain, asiatique ou indonésien) de la zone inter-tropicale. Les conditions météorologiques varient donc entre deux situations extrêmes : un système dépressionnaire associé à un régime de vents d'est et de fortes précipitations, et un système anticyclonique associé à un régime de vents d'ouest et une sécheresse importante. De façon locale, cette alternance engendre également un changement d'influence des vents dominants passant d'une influence continentale à une influence océanique, ou l'inverse.

Ainsi, chacune des régions sujettes à la mousson est le siège de cellules de circulation locale avec des dynamiques diverses dues au gradient de température entre le continent et l'océan et parfois des contraintes orographiques qui lui sont propres. Cela rend chaque « pôle » de mousson unique.

Le phénomène de mousson est donc un couplage complexe entre terre, atmosphère et océans (Zeng et al., 1999; Giannini et al., 2003), faisant intervenir de nombreuses échelles spatiales et temporelles. La position variable de la ZCIT, la mise en place d'une dépression thermique, et les alizés traversant l'océan tropical sont les trois éléments clés de ce processus. La taille importante des régions concernées, et l'interaction de ce processus de mousson avec la circulation générale expliquent l'importance, pour les scientifiques, d'une meilleure connaissance de ce phénomène atmosphérique. Arrêtons-nous maintenant plus précisément sur les caractéristiques principales de la Mousson d'Afrique de l'Ouest, ou MAO, qui est au cœur de cette thèse.

1.1.2.2 Les composantes clés de la Mousson d'Afrique de l'Ouest

Dans un premier temps, on peut considérer la période de mousson africaine comme le déplacement saisonnier vers le nord de la ZCIT (Sultan et Janicot, 2000). Cette « ceinture » convective est la source de 80% des précipitations sur la zone sahélienne durant la MAO, grâce à l'existence d'un très grand nombre de systèmes convectifs à méso-échelle, ou MCS (Mathon et al., 2002; Lebel et al., 2003). Sur l'Afrique Occidentale, la ZCIT se situe, en moyenne annuelle, le long de l'équateur. Cependant, comme le montre la [figure 1-9](#), elle ne cesse d'osciller pendant l'année. Positionnée à environ 5°S en hiver, elle remonte vers le nord au printemps, jusqu'à atteindre 10°N en plein été, avec des pluies plus soutenues sur l'ouest du continent africain.

La situation géographique de l'Afrique de l'Ouest accentue la sensibilité de la mousson aux conditions de surface. Cette région ne comporte pas de relief majeur (altitude de 400 m en moyenne, pouvant atteindre 1000 m), et la répartition de sa végétation est quasiment zonale. Cette distribution de la végétation, de très boisée sur la côte à désertique au niveau du Sahara, implique également un gradient méridien des valeurs d'albédo de surface de d'humidité des sols.

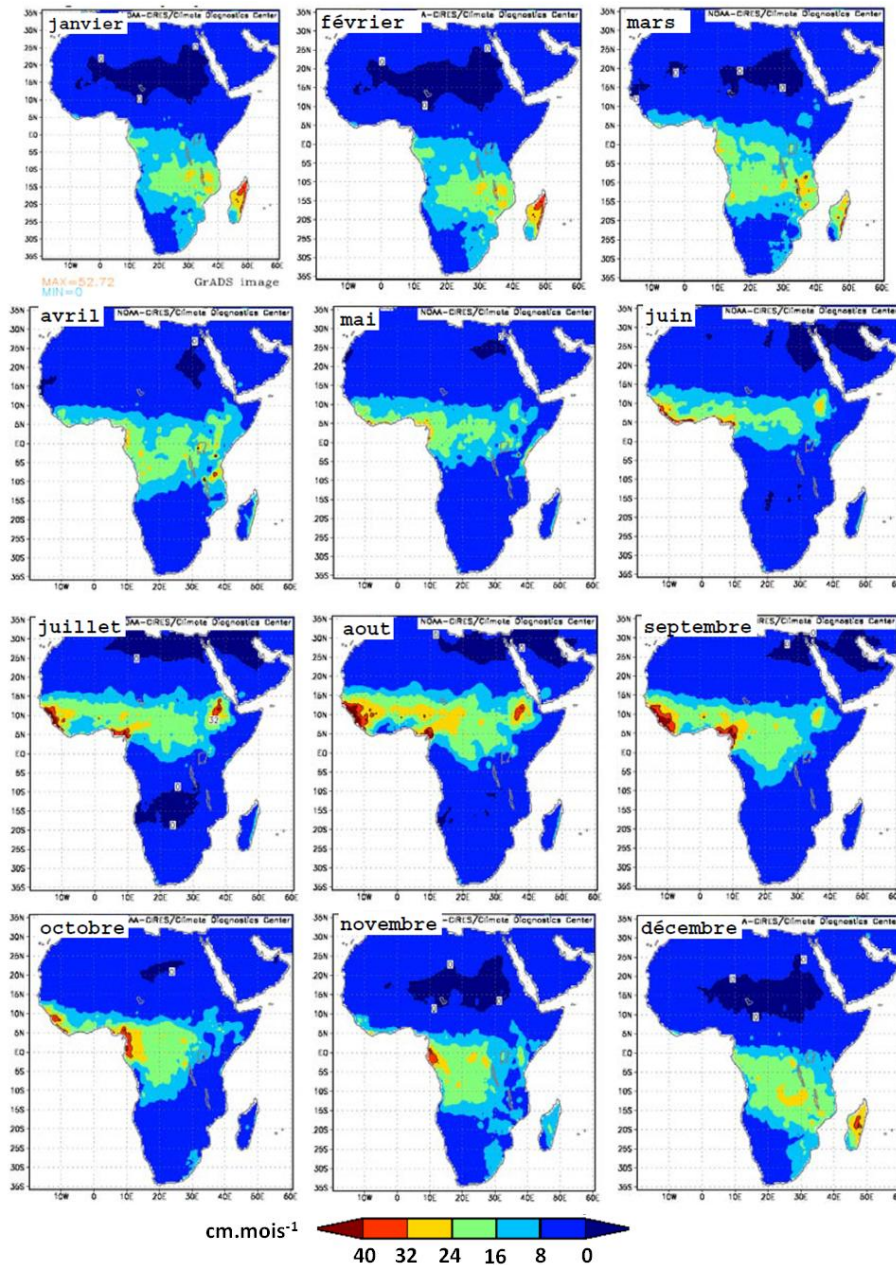


Figure 1-9 : Cycle saisonnier des pluies mensuelles (en cm.mois⁻¹) sur l’Afrique de l’Ouest entre janvier et décembre. Moyenne mensuelle entre 1950 et 1999. D’après l’Université de Delaware, avec la permission de la NOAA.

La MAO est un système complexe qui fait intervenir plusieurs acteurs atmosphériques majeurs, que l’on peut décomposer en deux groupes principaux : les vents de basses couches et les vents d’altitude. La [figure 1-10](#) représente un schéma regroupant tous les composants clés du système de mousson africaine et leurs interactions. La [figure 1-11](#) reprend les mêmes éléments pour une vision plus globale en trois dimensions. Sur ces figures sont représentés les courants de basse troposphère, que sont le flux de mousson et le flux d’Harmattan, se rencontrent pour créer le Front Inter Tropical

(FIT). En altitude, le Jet d'Est Africain (JEA), le Jet d'Est Tropical (JET), et le Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST) sont les principaux composants de la mousson.

➤ **Le flux de mousson** : il s'agit d'un vent de basse couche qui vient du sud-ouest, plus particulièrement de l'océan Atlantique, et qui se dirige vers le continent africain. Ce flux se met en place en réponse au gradient thermique qui existe entre la région du golfe de Guinée (0°N , avec une température d'environ 26°C) et du Sahel (15°N , jusqu'à 45°C) (Eltahir et Gong, 1996). Ce flux de mousson est peu soutenu au printemps (moins de $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), et s'accélère au début de l'été, pouvant atteindre $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en moyenne. Venant de l'océan Atlantique, ce flux est chargé en humidité. Cette dernière alimente les cellules de convection profonde au niveau de la ZCIT. Ce flux est représenté en bleu clair sur la figure 1-10.

➤ **Le flux d'Harmattan** : présent en basse troposphère également, ce flux est de secteur nord-est. Venant du désert du Sahara, il est très chaud et sec. À l'inverse du flux de mousson, le flux d'Harmattan est plutôt intense en hiver (jusqu'à $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ en moyenne), et beaucoup plus faible en plein été (inférieur à $5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Sur la figure 1-10, ce flux est représenté en rouge.

➤ **Le Front Inter Tropical** : la rencontre du flux de mousson, intense et humide, avec le flux d'Harmattan, plus faible et sec, crée une zone de convergence en basses couches appelée Front Inter Tropical, et représenté en pointillés noirs sur la figure 1-10. Comme on le voit sur ce schéma, le FIT présente une structure inclinée. C'est le cas au cœur de la mousson d'été, mais l'inclinaison disparaît en hiver, lorsque ce front se retire vers la côte.

➤ **Le Jet d'Est Africain** : ce courant atmosphérique ne fait pas partie des vents de basses couches, mais son altitude n'est pas très élevée, à peine au-dessus des flux de mousson et d'Harmattan (comme l'indique la figure 1-10), aux environs de 650 hPa. Il traverse tout le continent africain d'est en ouest, depuis la mer Noire jusqu'à l'océan Atlantique. En période intense de mousson, il se situe entre 13°N et 15°N et il peut atteindre la vitesse de $11 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ au-dessus de l'Afrique de l'Ouest. Le JEA a une origine thermique liée au gradient méridien de température (Burpee, 1972; Thorncroft et Blackburn, 1999) et d'humidité (Cook, 1999) entre le Sahara (chaud et sec) et le golfe de Guinée (humide et plus froid). Ce gradient génère un cisaillement vertical de vent d'est, qui joue un rôle très important dans la formation de lignes de grains tropicales ou d'autres systèmes convectifs.

➤ **Le Jet d'Est Tropical** : il s'agit d'un courant de hautes couches, situé à environ 10°N sur le continent africain pendant la période estivale. Il circule au sommet de la troposphère, entre 100 et 200 hPa. Sa vitesse moyenne en période de mousson est de 15 à $18 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. D'une part, le JET est

alimenté à l'échelle planétaire par la mousson indienne via l'une des cellules de Walker (cf. section 1.1.1) appelée « mousson transverse ». Cette cellule permet de transporter de l'énergie potentielle sur des distances importantes, ce qui participe au maintien du JET jusqu'en Afrique de l'Est. D'autre part, ce courant atmosphérique se renforce sur l'Afrique de l'Ouest grâce au chauffage thermique de surface qui se produit au niveau du désert du Sahara.

➤ **Le Jet d'Ouest Sub-Tropical** : il représente la composante zonale d'ouest de la branche divergente de la cellule de Hadley. Situé dans la partie haute de la troposphère, il peut atteindre jusqu'à 30 ou 40 m.s^{-1} et se situe à environ 30°N de latitude en période de mousson. L'intensité de ce flux suit celle de la cellule de Hadley qui l'alimente. Ainsi, comme nous l'avons vu précédemment, le JOST est plus intense dans l'hémisphère d'hiver que dans l'hémisphère d'été.

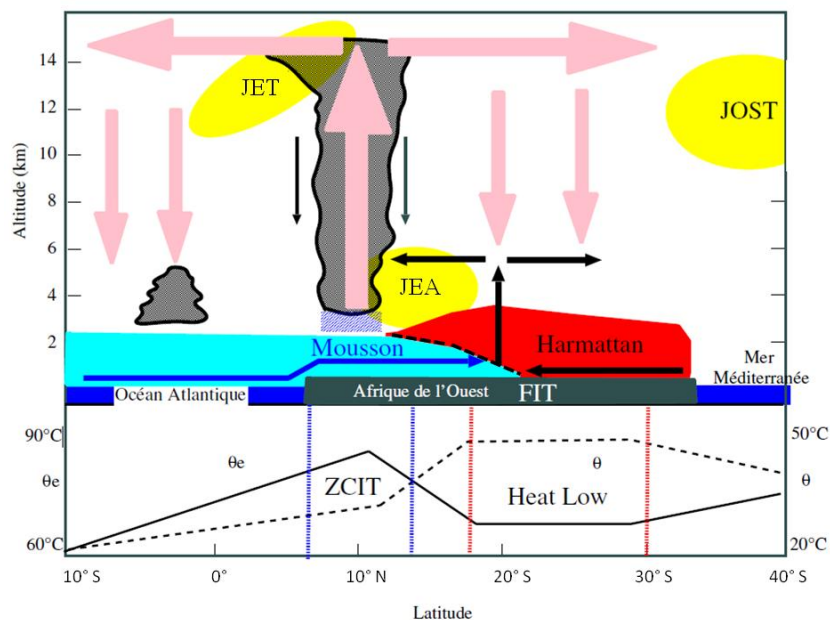


Figure 1-10 : Schéma conceptuel de la MAO selon une coupe moyenne zonale et profils méridiens de température potentielle θ et température potentielle équivalente θ_e dans la couche limite. D'après Peyrille (2005).

Sur la figure 1-10, on a superposé aux différents courants atmosphériques définissant la Mousson d'Afrique de l'Ouest, les deux structures atmosphériques générées par la circulation générale que sont :

➤ La ZCIT, qui se situe en été vers 10°N de latitude et qui est le siège de l'activité convective la plus intense à travers la formation de systèmes nuageux de méso-échelle appelés MCS (Mesoscale Convective Systems)(figure 1-12), qui seront l'objet d'un paragraphe complet dans la suite de ce manuscrit (section 1.2).

➤ La dépression thermique saharienne (ou Saharan Heat Low, SHL), qui se positionne à environ 20°N et dans laquelle activité convective dite « sèche » est très intense. Cette convection a pour rôle d'évacuer verticalement l'excédent d'énergie des basses couches. Cette dépression thermique est cependant limitée dans son extension verticale par la subsidence de la cellule de Hadley (Smith 1986; Gamo, 1996).

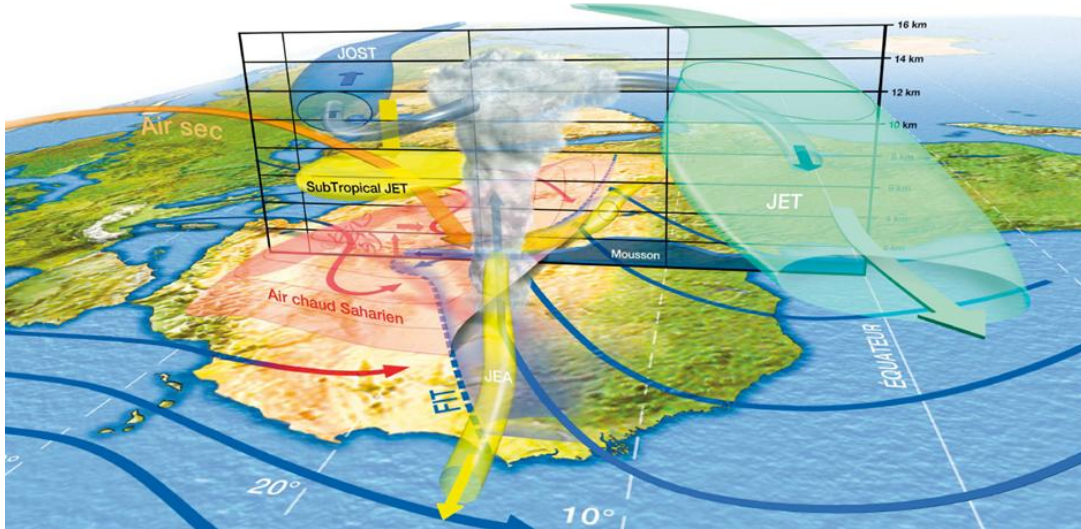


Figure 1-11 : Représentation 3D des différentes composantes de la circulation de mousson ouest-africaine. D'après Lafore et al. (2010).

La MAO est donc un phénomène météorologique de grande complexité, de par le grand nombre de composants qui jouent un rôle actif dans sa création, son maintien, puis son affaiblissement, et la multitude d'interactions qui peuvent exister entre chacun d'entre eux. Ce phénomène météorologique présente une grande variabilité.

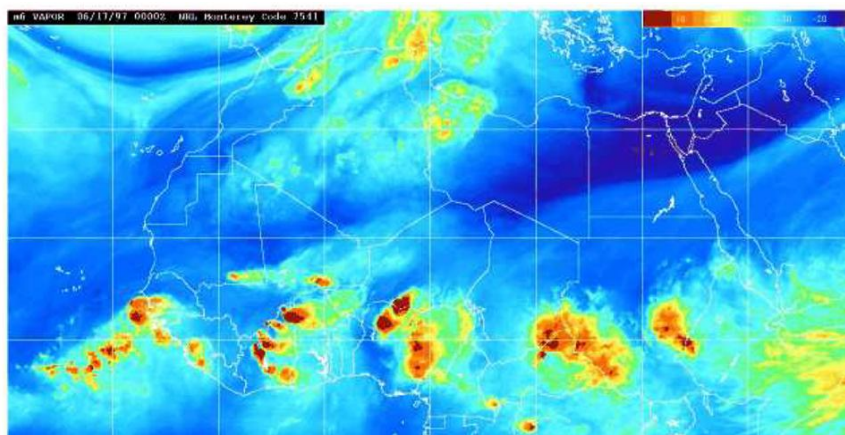


Figure 1-12 : Image vapeur d'eau (colorée) du 17 Juin 1997 au dessus de l'Afrique. D'après Météo-France.

1.1.2.3 Variabilités de la MAO

Comme tous les événements météorologiques de grande ampleur, la mousson africaine est loin d'être figée dans le temps et l'espace. Certains événements cycliques à plus ou moins long terme peuvent influencer sur sa période de mise en place, son intensité, ou sa durée. Par conséquent, plusieurs échelles de variabilité peuvent être mises en évidence concernant la mousson d'Afrique de l'Ouest.

➤ *Variabilité interannuelle et décennale* : D'une année sur l'autre, les quantités de précipitations liées à la MAO peuvent varier de façon importante. Deux modes de pluie ont été mis en évidence en Afrique : un mode où les anomalies de pluies sont de signes opposés entre le Sahel et le golfe de Guinée (on parle alors de « dipôle » d'anomalies), et un mode où les anomalies sont partout de même signe. Des anomalies de température de surface de la mer (SST, Sea Surface Temperature) dans l'océan Atlantique tropical sont les causes majoritaires du premier de ces deux cas (Lamb, 1978a; Lamb, 1978b). Janicot (1992) met en évidence la relation entre un Golfe de Guinée chaud et une anomalie positive des précipitations sur la côte et négative sur le Sahel. Le gradient de SST à travers l'équateur apparaît comme un facteur clé dans le positionnement de la ZCIT (Ward 1998) en favorisant une augmentation du gradient de pression entre le Sahara et l'océan (Grotsky et Carton, 2001; Okumura et Xie 2004). À l'inverse, les conditions sèches sur toute l'Afrique subsaharienne sont corrélées avec les années pour lesquelles l'évènement El Niño est bien marqué sur le Pacifique (Folland et al., 1986; Rowell et al., 1995; Ward 1998). Ce sont des années où les alizés sont faibles, ce qui se traduit par un reflux vers l'Est des eaux chaudes du Pacifique équatorial et entraîne alors le réchauffement de la température de surface de la mer le long des côtes ouest de l'Amérique du Sud.

La variabilité interannuelle de la MAO est aussi reliée aux variations d'intensité et de positionnement de deux courants atmosphériques présentés dans le paragraphe 1.1.2.2 : le JEA et le JET. En particulier, Grist et Nicholson (2001) montrent que le JEA (respectivement JET) est plus fort (resp. faible) pendant les années sèches, et positionné plus au sud (resp. nord) que pendant les années humides. De nombreuses explications ont donc été avancées depuis plusieurs années pour expliquer la variabilité interannuelle de la MAO.

➤ *Variabilité intra-saisonnière* : Cette échelle de variabilité est sans doute la plus importante pour les populations africaines. Connaître la date d'arrivée de la mousson et prévoir son intensité sont toujours des objectifs majeurs pour la communauté scientifique. Aujourd'hui, bien que difficilement explicable, le cycle saisonnier de la MAO est bien décrit et documenté. La figure 1-13 représente l'évolution des pluies journalières durant toute la période de mousson et selon la latitude considérée, et elle met en évidence les trois phases de la MAO :

La pré-mousson, ou « pré-onset », est le moment où le premier saut de la ZCIT a lieu (symbolisé par la première flèche noire sur la [figure 1-13](#)). Cet événement s'est produit, par exemple, au début du mois de mai pour l'année 2000. La ceinture de convergence se déplace alors brusquement vers le nord, de 2°N à 5°N. Différentes structures atmosphériques sont également modifiées : le JEA se renforce et migre jusqu'à 10°N, et le Front Inter Tropical remonte jusqu'à 15°N ([Sultan et Janicot, 2003](#)). On parle aussi de régime « guinéen ».

Fin juin, la ZCIT se déplace une nouvelle fois brusquement vers le nord (de 5°N à 10°N) pour marquer le début de la seconde phase de la mousson. C'est alors le moment de l'«onset», ou « saut de mousson » (deuxième flèche noire sur la [figure 1-13](#)). Durant cette période, la MAO s'intensifie car les gradients méridiens de pression, température et humidité augmentent. En effet, le golfe de Guinée se rafraichit et la zone saharienne se réchauffe simultanément. Cela provoque un renforcement du flux de mousson et sa « poussée » vers le nord jusqu'à environ 20°N. Le JEA, le JET ainsi que le JOST se décalent eux aussi vers le nord. Cette phase est également appelée régime « sahélien ».

Enfin, la phase de « retrait » de la ZCIT (troisième flèche noire sur la [figure 1-13](#)), intervient à partir de la fin du mois d'août. Cette dernière étape de la MAO se déroule de manière moins abrupte que les deux autres. À la fin de cette période, les différents flux atmosphériques caractéristiques de la mousson s'affaiblissent et se retirent vers le sud.

Le cycle saisonnier de la MAO est donc bien connu. Cependant, la communauté scientifique n'est aujourd'hui toujours pas en mesure d'expliquer comment et quand se produit l'«onset» de la mousson africaine. Plusieurs théories coexistent : pour certains, ce phénomène est dû à l'effet des SST dans l'océan Atlantique tropical et le Golfe de Guinée ([Janicot, 1992](#); [Eltahir et Gong, 1996](#); [Ward 1998](#); [Grotsky et Carton, 2001](#); [Gu et Adler 2004](#)) ; d'autres mettent en avant la dynamique de l'atmosphère ([Semazzi et Sun, 1997](#); [Tomas et Webster, 1997](#); [Sultan et Janicot, 2003](#); [Matthews, 2004](#)), ou bien considèrent de manière plus globale le système couplé Terre-atmosphère-océan ([Rowell et al., 1995](#); [Zheng et Eltahir 1998](#); [Fontaine et al., 2002](#)). En résumé, la circulation de mousson provoquée par le gradient énergétique entre océan et continent est sensible aux variations méridiennes d'énergie, ces dernières étant elles-mêmes sensibles aux conditions de surfaces, océaniques et continentales.

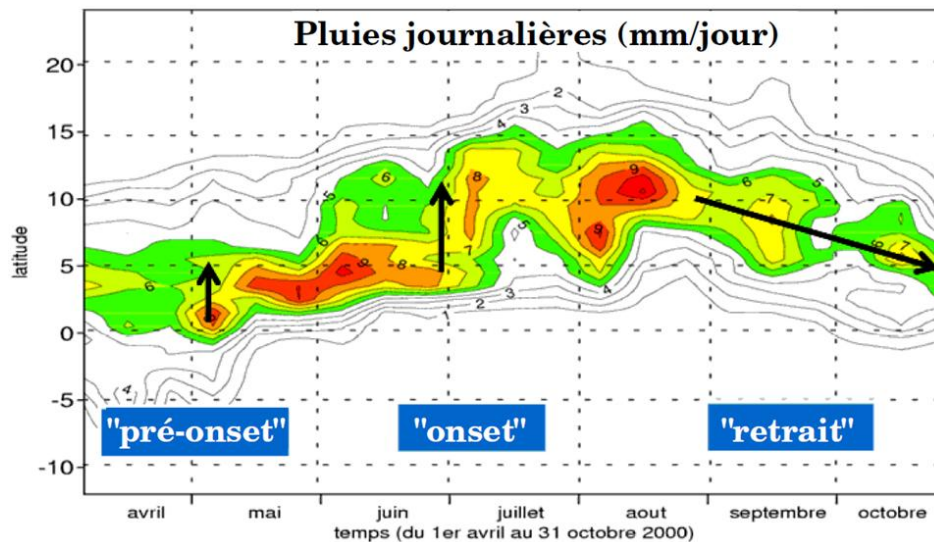


Figure 1-13 : Pluies journalières (en mm.jour⁻¹) moyennées entre 10°E et 10°W. D'après Sultan et Janicot (2003).

➤ *Variabilité hebdomadaire* : La troposphère africaine est le siège de deux types d'ondes synoptiques appelées AEW (pour African East Wave), de périodicité et de longueur d'onde différentes. Les AEW sont des perturbations d'échelle synoptique (échelle du continent, entre 1000 et 5000 km environ) que l'on observe entre la surface et la moyenne troposphère (environ 500 hPa). Elles constituent une composante importante de la MAO car elles sont fortement associées à la variabilité des pluies et des systèmes convectifs (Fink et Reiner, 2003). Elles sont également essentielles dans la genèse de cyclones tropicaux. Le premier type d'AEW, le plus fréquent, a une périodicité de trois à cinq jours (Lavaysse et al., 2006). Ces ondes se déplacent dans la moyenne troposphère tropicale d'est en ouest entre juin et octobre, à la fois au nord et au sud du JEA : celles qui voyagent au sud du JEA (5-10°N) présentent une longueur d'onde pouvant atteindre 5000 km et une vitesse de phase de 12 m.s⁻¹, tandis que celles dont la trajectoire passe au nord du JEA (vers 15°N) ont une longueur d'onde plus proche de 3000 km et se déplacent à environ 8 m.s⁻¹. Ces ondes sont liées à l'instabilité mixte barotrope et barocline du JEA. Les travaux de Hall et al. (2006), Kiladis et al. (2006), et Reed et al. (1977), entre autres, décrivent la structure et les propriétés de ces ondes.

Le second type d'ondes d'Est a une périodicité variant de six à neuf jours. Ces ondes se développent exclusivement au nord du JEA, entre 17°N et 20°N (Diedhiou et al., 2001) et leur longueur d'onde atteint jusqu'à 6000 km, avec une vitesse proche de 7 m.s⁻¹ (Viltard et De Félice, 1979; De Félice et al., 1990; Diedhiou et al., 1999). Elles sont surtout fréquentes au début de l'été.

➤ *Variabilité diurne* : Même à l'échelle d'une journée, la MAO présente un cycle marqué. Avant tout, il faut noter la forte différence entre la convection océanique, qui est maximale tôt le matin, et la convection continentale qui atteint son maximum en fin d'après-midi (Yang et Slingo,

2001; Dai et Trenberth 2004). De plus, les systèmes convectifs peuvent être classés en trois grandes catégories, qui diffèrent dans leur cycle journalier et leur fréquence (figure 1-14): les MCS à longue durée de vie (supérieure à 24 h) sont plus actifs durant la nuit mais leur fréquence d'apparition n'est modulée par aucun cycle quotidien ; les MCS de durée de vie moyenne (entre 10 h et 24 h) ont eux aussi une couverture spatiale plus importante durant la nuit, mais en plus ils connaissent un cycle journalier qui montre une fréquence plus forte en fin de journée également. Le cycle le plus marqué reste celui des MCS à durée de vie courte (moins de 10 h), qui connaissent un pic évident et très net de fréquence et de couverture spatiale dans la soirée.

D'autre part, un autre acteur majeur de la MAO connaît un cycle diurne prononcé : la dépression thermique (ou Heat Low). La variation au cours de la journée de cette structure a été particulièrement étudiée par Racz et Smith (1999). La pression de surface, la température potentielle, et le tourbillon relatif connaissent des évolutions journalières bien modulées par un cycle quotidien. L'étude de Racz et Smith (1999) a porté sur le Heat Low australien, mais il est possible de faire un parallèle avec la dépression thermique africaine, comme le montrent Lavaysse et al. (2010).

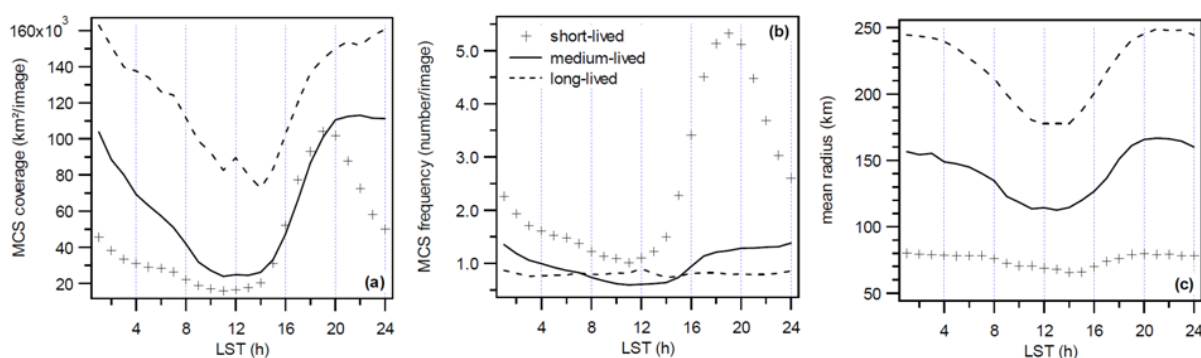


Figure 1-14 : Variation diurne (a) de la couverture nuageuse, (b) de la fréquence, (c) du rayon moyen des MCS à courte (<10h), moyenne (entre 10 et 24h) et longue (>24h) durée de vie. L'axe des abscisses représente le Temps Local Standard. D'après Mathon et Laurent (2001).

1.2 Les systèmes convectifs de méso-échelle et lignes de grains

1.2.1 Généralités et structure

Comme nous l'avons vu dans le paragraphe 1.1.2, la saison des pluies de la mousson d'Afrique de l'Ouest (et des autres moussons du monde) est caractérisée par des phénomènes de convection intenses au niveau de la ZCIT provoquant des précipitations importantes. Ces

précipitations sont très majoritairement produites (environ 80%) par des systèmes convectifs à méso-échelles, ou MCS pour Mesoscale Convective System (Le Barbé et al., 2002; Mathon et al., 2002; Nesbitt et al., 2006) (figure 1-15).

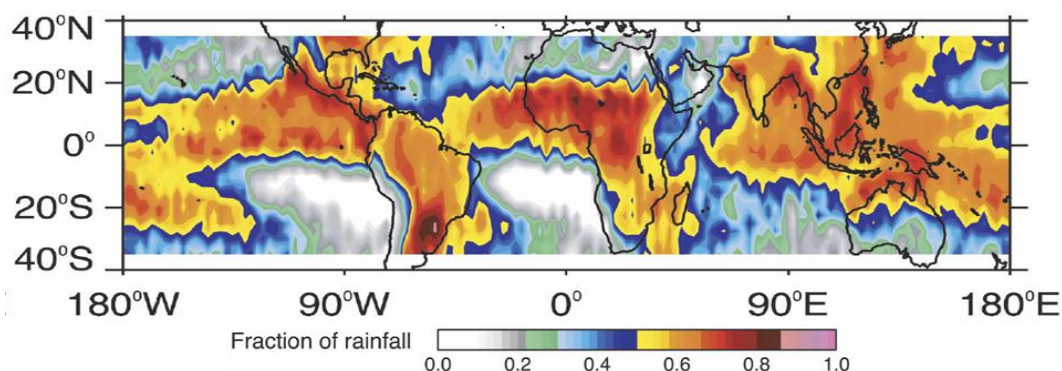


Figure 1-15 : Contribution des MCS dans la quantité totale de précipitations annuelle au sol selon les mesures de TRMM entre 1998 et 2000. D'après Nesbitt et al. (2006).

Houze (1993) définit un MCS comme un système nuageux composé d'orages produisant une zone de précipitations étendue et couvrant une surface importante (au minimum 100 km d'extension horizontale dans au moins une direction) (figure 1-16). Sur le continent africain, ces nuages sont orientés selon l'axe nord-sud et ils se déplacent d'est en ouest. La durée de vie de ces systèmes convectifs peut varier de quelques heures à plusieurs jours, selon les conditions environnementales.

Différents critères peuvent permettre de catégoriser les MCS, principalement leur taille, leur vitesse, ou leur durée de vie, comme on l'a vu précédemment à travers la figure 1-14. Maddox (1980) utilise par exemple une classification selon laquelle un MCS doit persister au moins 6h et il les différencie selon des critères de taille de l'enclume nuageuse d'après des images satellitaires infrarouges. D'après Tomasini et al. (2006), on peut distinguer les systèmes lents (plutôt sur la côte, au niveau des reliefs, ou au niveau de la ZCIT sur l'Atlantique), avec une vitesse inférieure à 10 m.s^{-1} , et les systèmes rapides (plutôt dans la bande sahélienne, entre 10°N et 15°N) qui possèdent une vitesse de déplacement supérieure à 10 m.s^{-1} . La durée de vie du système (inférieure ou supérieure à 9h) est également un critère de classification selon cette étude basée sur huit années de données satellitaires.

Les plus gros MCS sont appelés MCC (Mesoscale Convective Complex). Seul 1% des MCS rentre dans cette catégorie définie par Maddox (1980). Ils sont très étendus (parfois plus de 10^5 km^2), quasi-circulaires et leur sommet est très froid.

L'origine de la formation des MCS réside dans tous les facteurs propices à la convection : forçage thermique (lié au cycle diurne solaire), effets orographiques, phénomènes dynamiques liés à la convergence des basses couches ou aux sources d'humidité de surface.

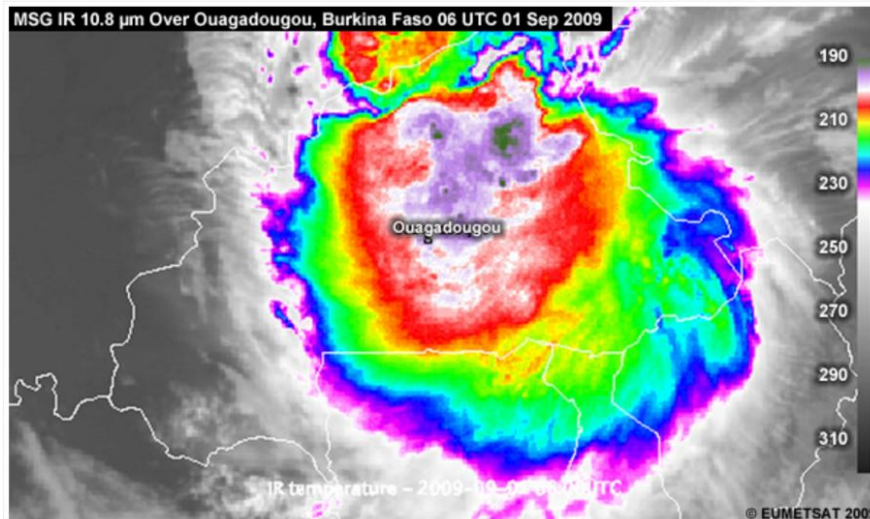


Figure 1-16 : Image infrarouge (colorée) vue par satellite d'un système convectif de méso-échelle au-dessus de Ouagadougou (Burkina-Faso).

Un MCS est en fait un regroupement de plusieurs cumulonimbus reliés entre eux par une partie stratiforme. Les « cœurs » convectifs peuvent être dispersés dans une large région stratiforme (ce sont les « amas nuageux ») ou bien s'organiser en une bande plus étroite (10 à 20 km), ou en un arc de cercle bien distinct (selon le cisaillement de vent horizontal) (Barnes et Sieckman, 1984). On parle alors dans ce cas de lignes de grains (figure 1-17) (Hamilton et al., 1945; Eldridge, 1957; Bolton, 1984; Houze et al., 1989). Elles peuvent atteindre plusieurs centaines de kilomètres de longueur dans les régions tropicales. Leur durée de vie moyenne est comprise entre 12 et 36 h, et elles peuvent se déplacer plus rapidement que l'écoulement moyen, souvent entre 10 à 20 m.s⁻¹ (Lilly, 1979).

On peut repérer dans les MCS ou dans les lignes de grains deux régions distinctes, représentées sur la figure 1-18 :

- une région convective, formée de noyaux intenses à fort développement vertical. Cette région provoque au sol de fortes rafales de vent (pouvant atteindre 100 km.h⁻¹), une brusque chute des températures juste avant son passage, et des précipitations intenses (jusqu'à une centaine de mm.h⁻¹) mais de courte durée. Cette zone est associée au maximum de réflectivité radar du nuage.

- une région stratiforme, à l'arrière du nuage, appelée aussi « enclume » à cause de sa forme. Cette zone est plus uniforme et beaucoup plus étendue horizontalement que le cœur convectif. Elle provoque des précipitations moins intenses (inférieures à 10 mm.h⁻¹) mais plus longues et sur une superficie largement plus étendue. Bien qu'engendrant des taux de précipitations très différents, l'enclume et le noyau convectif d'un MCS peuvent au final participer à parts égales à la quantité totale de précipitations du système (Houze, 2004). Dans la région stratiforme du MCS, la réflectivité radar est plus faible que dans la partie convective. Elle présente une signature caractéristique appelée

« bande brillante ». Située juste au-dessous de la couche de fonte des hydrométéores glacés, cette bande brillante montre des réflectivités radar très élevées dues à la pellicule d'eau liquide entourant les cristaux.

Entre la zone convective et la zone stratiforme de la ligne de grains, on peut observer une zone intermédiaire, dite zone de transition, où les précipitations sont peu présentes et la réflectivité radar faible. (Biggerstaff et Houze, 1993; Braun et Houze, 1994)

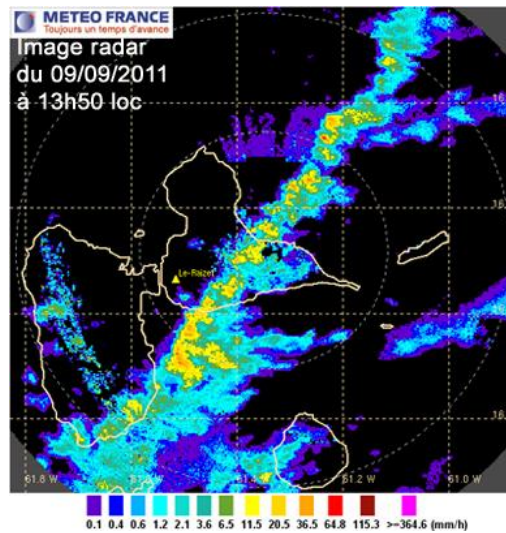


Figure 1-17 : Image radar d'une ligne de grains au-dessus de la Guadeloupe. D'après Météo France.

Les MCS ou lignes de grains sont donc des « objets » météorologiques complexes, répondant à des caractéristiques précises. Ces systèmes ont été l'objet de très nombreuses études et publications scientifiques depuis les années 70, ce qui permet aujourd'hui de bien connaître leur cycle de vie, et leurs caractéristiques dynamiques et microphysiques.

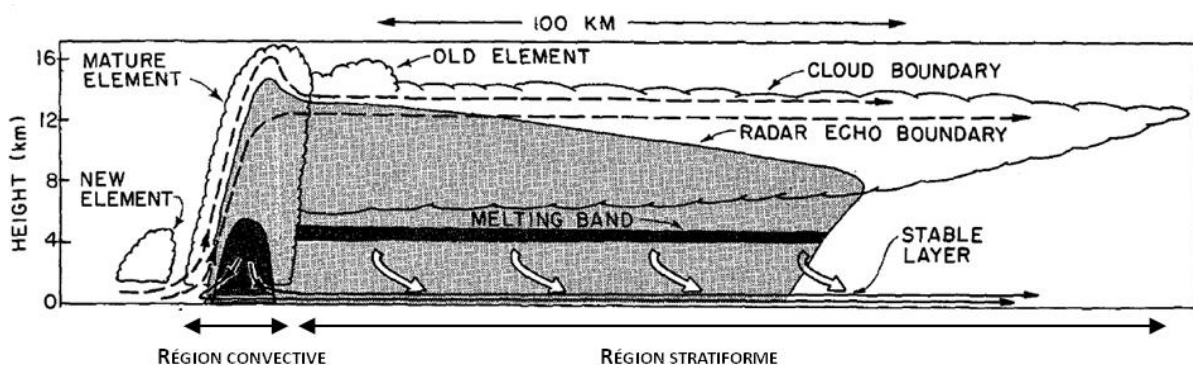


Figure 1-18 : Coupe schématique d'une ligne de grains tropicale. Les régions noires représentent les zones de plus forts échos radars. La région grisée représente la zone d'écho radar plus faible. D'après Houze (1977).

1.2.2 Cycle de vie

Un MCS ou une ligne de grains suit une évolution toujours identique, et partitionnée en quatre étapes majeures, qui sont schématisées sur la [figure 1-19](#) issue de [Leary et Houze \(1979\)](#) :

➤ La phase de formation ou initiation : durant cette première phase, des cumulonimbus isolés et plus ou moins « alignés » ([figure 1-19 a](#)) sont présents, alimentés par l'humidité des basses couches atmosphériques. De nombreux auteurs ([Aspliden et al., 1976](#); [Payne et McGarry 1977](#); [Rowell et Milford 1993](#)) ont proposé les conditions nécessaires à la génération et au développement de tels systèmes. Ce sont les conditions thermodynamiques environnementales qui par la suite vont déterminer la possibilité pour ces systèmes convectifs de s'intensifier (besoin d'une importante CAPE, Convective Available Potential Energy, de cisaillements de vents et d'une instabilité des basses couches notamment). Si ces conditions ne sont pas réunies, les cumulonimbus présents se dissipent rapidement.

➤ La phase d'intensification : les cellules convectives individuelles se renforcent, s'organisent en ligne et commencent à fusionner. On observe alors sur les images radars une zone unique et continue de précipitations, à l'intérieur de laquelle des noyaux convectifs plus intenses sont visibles, reliés entre eux par une zone moins active ([figure 1-19 b](#)). Le système se développe verticalement jusqu'à atteindre la tropopause. Un phénomène d'auto-entretien de la convection à l'avant du système se met en place grâce à l'apparition d'un « courant de densité » qui favorise le soulèvement de masses d'air ([Lafore et Moncrieff, 1989](#)).

➤ La phase de maturité : les premières cellules convectives s'affaiblissent et sont entraînés à l'arrière du système, développant ainsi la partie stratiforme du MCS qui s'étend horizontalement de plus en plus. Le nuage reste à ce stade de maturité tant que de nouvelles cellules convectives se forment à l'avant du système. On voit bien sur la coupe verticale de la [figure 1-19 c](#) qu'un tel système est composé à la fois de cellules actives, de cellules en phase d'affaiblissement, et de précipitations stratiformes.

➤ La phase de dissipation : à ce stade, il n'y a plus de nouvelles cellules convectives qui se forment pour entretenir le système. Cela peut s'expliquer par une modification des conditions thermodynamiques de l'environnement ou par la diminution de la convergence de basse couche qui alimente les cellules convectives. Seule une vaste zone de précipitations stratiformes est visible ([figure](#)

1-19 d), constituée de cellules peu intenses. Ces précipitations s'affaiblissent elles aussi au fil des heures avant de disparaître définitivement.

On peut analyser la contribution respective des zones convective et stratiforme d'un MCS à la pluie au sol durant le cycle de vie de ce type de nuage. Churchill et Houze (1984) ont réalisé cette étude d'après un MCS d'une durée de vie d'environ 16 h sur l'île de Bornéo (Malaisie), mais elle peut également s'appliquer à un système africain. Comme on peut le constater sur la figure 1-20, les premières heures de vie d'un MCS (qui correspondent aux phases de formation et d'intensification) sont largement dominées par des précipitations convectives. Par la suite, les précipitations d'origine stratiforme prennent de plus en plus d'ampleur, jusqu'à représenter une part égale à celle des précipitations convectives dans les précipitations totales. Puis la part des pluies convectives commence à s'effondrer, laissant l'essentiel des précipitations du système être produit par la région stratiforme du nuage. D'un point de vue général, on voit que la quantité de précipitations totales issues de ce MCS augmente progressivement durant les phases de formation, d'intensification, et de maturation, puis elle diminue progressivement lorsque le nuage se dissipe. On peut noter que la figure 1-20 ne couvre pas tout à fait la durée de vie totale du système car elle ne montre pas la disparition totale des précipitations.

Le cycle de vie d'une ligne de grains ainsi que l'évolution des précipitations qui lui est associée sont donc bien connus. Plus particulièrement, c'est le stade de maturité des MCS qui est le plus documenté aujourd'hui, à la fois grâce à des études basées sur des observations (Chong et al., 1987; Chalon et al., 1988; Roux, 1988), et aussi par des simulations numériques (Lafore et al., 1988; Redelsperger et Lafore 1988; Lafore et Moncrieff, 1989; Montmerle et al., 2000; Penide et al., 2010). Ces systèmes convectifs sont également des « machines » thermodynamiques complexes, dans lesquelles se mettent en place des courants ascendants et subsidents qui évoluent durant toute la durée de vie du nuage.

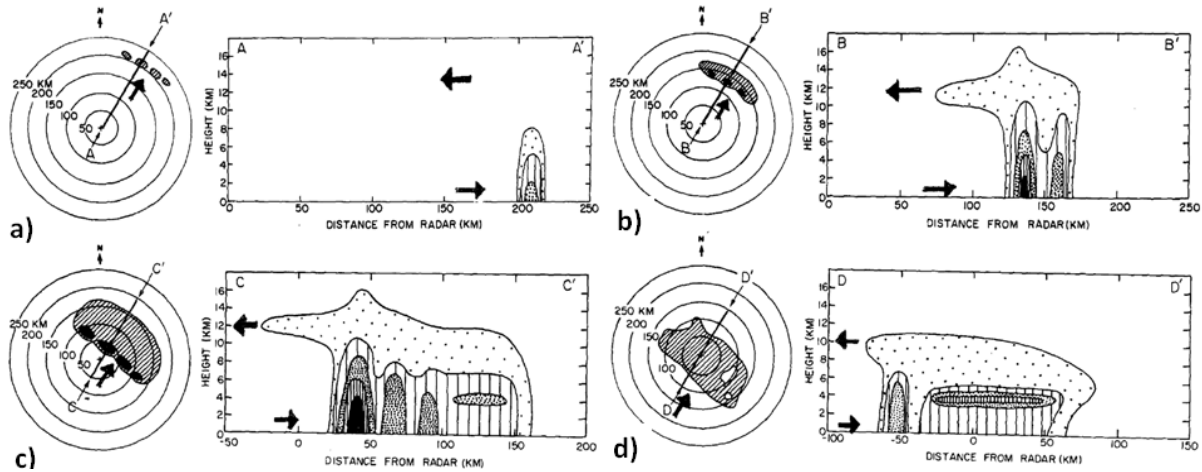


Figure 1-19 : Coupes horizontales (à gauche) et verticales (à droite) d'un MCS durant ses phases de formation (a), intensification (b), maturité (c) et dissipation (d). Le contour extérieur montre le plus faible echo radar détectable. D'après **Leary et Houze (1979)**.

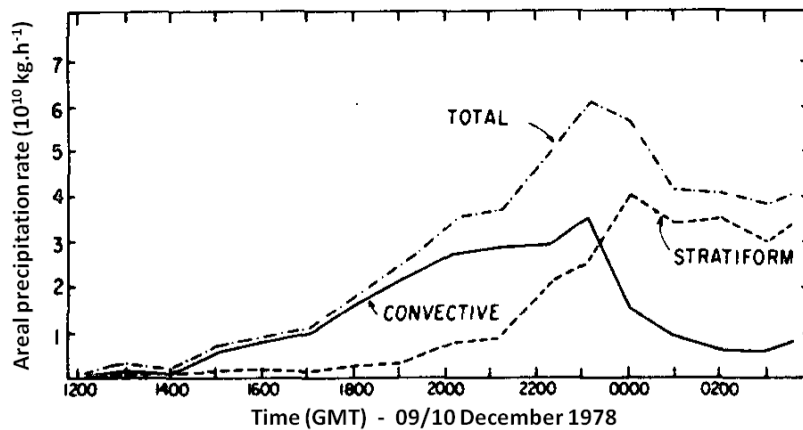


Figure 1-20 : Taux de précipitation pour les régions convective, stratiforme, et la totalité d'un MCS observé à Bornéo (Malaisie). D'après **Churchill et Houze (1984)**.

1.2.3 Dynamique d'une ligne de grains

De nombreux courants se mettent en place dans la partie convective et dans la partie stratiforme d'une ligne de grains. Ces deux régions ne sont pas indépendantes l'une de l'autre, mais plutôt interconnectées grâce à des échanges de flux ou des transports d'hydrométéores.

La structure dynamique d'un tel système a été schématisée dans en premier temps par **Zipser (1969)** et **Zipser (1977)**, puis complétée et précisée par, entre autres, **Chong et al. (1987)** et **Houze (1977)**. **Biggerstaff et Houze (1991)** proposent un schéma détaillé du transport des hydrométéores dans une

ligne de grains (figure 1-21), qui se décompose en plusieurs courants ascendants (updrafts) et descendants (downdrafts) distincts. On peut décrire ces courants verticaux de la façon suivante, en commençant par l'avant du système (à droite sur la figure 1-21) puis en se dirigeant vers l'arrière :

La partie avant de la ligne de grains est le siège de forts courants ascendants d'échelle convective, de l'ordre de 10 m.s^{-1} vers 2,5 km d'altitude. L'air qui se trouve dans la couche limite à l'avant du front de rafale (ou « gust front » sur la figure 1-21) est advecté vers cette forte ascendance grâce à la convergence des basses couches. Ces updrafts s'étendent par la suite vers le haut jusqu'au sommet de la zone convective. Le cœur actif de la ligne de grains est également parcouru par des courants descendants localisés associés à des averses intenses.

Dans la zone de transition entre la partie convective et la région stratiforme se met en place une subsidence. Elle est initiée par le poids des précipitations formées dans la zone convective très active et elle est renforcée par l'évaporation de ces précipitations dans de l'air plus sec et froid issu de la moyenne troposphère. Ce courant peut atteindre environ 5 m.s^{-1} .

Dans la région stratiforme (Chong et al., 1987), le nuage (appelé enclume) se maintient par un courant ascendant de méso-échelle dont la vitesse verticale est de l'ordre de 50 à 80 cm.s^{-1} . Sous la base du nuage, la subsidence associée aux précipitations présente une grande extension horizontale et des vitesses entre 20 et 50 cm.s^{-1} .

Des courants horizontaux permettant la « communication » entre les parties convective et stratiforme de la ligne de grains existent également : un courant ascendant dirigé de l'avant du système vers l'arrière, qui alimente la région stratiforme en hydrométéores (les cellules convectives les plus anciennes sont ainsi entraînés dans la partie stratiforme, au-dessus de l'isotherme 0°), et un courant descendant dirigé de l'arrière vers l'avant. Ce dernier, connu aussi sous le nom de « courant de retour » (ou Rear Inflow Jet, RIJ) transporte des quantités importantes de vapeur d'eau et de chaleur latente. Ces deux courants ne sont pas réellement matérialisés sur la figure 1-21 mais apparaissent distinctement sur la figure 1-22.

Juste derrière les courants ascendants convectifs apparaît également un courant de densité, ou de gravité. Il s'étale au sol sur une épaisseur d'environ 2 km et il est également alimenté par l'air descendant de la région stratiforme (Redelsperger et Lafore 1988). C'est lui qui provoque le refroidissement de la surface juste avant l'arrivée des précipitations. En pénétrant la zone convective par l'arrière dans les basses couches, il renforce la convergence au niveau du front de rafales (Redelsperger et Lafore 1988; Lafore et Moncrieff, 1989). Son intensité dépend de la CAPE et du cisaillement vertical de vent présent dans l'environnement (Weisman 1992) ; elle peut varier entre 5 m.s^{-1} et 25 m.s^{-1} selon la force de la ligne de grains.

En plus des différents courants déjà mentionnés, la [figure 1-22](#), tirée de [Houze et al. \(1989\)](#), aborde la dynamique d'un tel MCS en terme de champ de pression (représenté par les lettres H pour les hautes pressions (anticyclones) et L pour les basses pressions (dépressions)). On peut voir deux dépressions de surface : l'une à l'avant du système (L_1 sur la [figure 1-22](#), l'autre à l'arrière de la zone stratiforme (L_2). Toujours en surface, une zone de haute pression est située sous la partie convective, juste devant le courant de densité (H_1 sur la [figure 1-22](#)). L'apparition au fil des heures d'un gradient horizontal de pression entre l'arrière et l'avant du système est l'une des explications de la formation du RIJ. En altitude, dans la moyenne troposphère, une région de basse pression se situe au-dessus de l'anticyclone mentionné précédemment (L_3 sur la [figure 1-22](#)). Une dépression est également localisée en moyenne troposphère à l'arrière du nuage, au niveau de la couche de fonte des cristaux de glace ou juste au-dessus (L_4 sur la [figure 1-22](#)). Enfin, au sommet du système, au niveau de la tropopause, on remarque une zone de surpression dans la région stratiforme de la ligne de grains (H_2 sur la [figure 1-22](#)), associée à un fort refroidissement dû à l'évaporation des pluies sous l'enclume.

La dynamique d'une ligne de grains obéit donc à un schéma précis qui permet la formation, à l'avant du système, d'une zone parcourue par des courants verticaux très intenses, et, à l'arrière, d'une large région avec des flux moins prononcés mais s'étendant sur une surface plus grande.

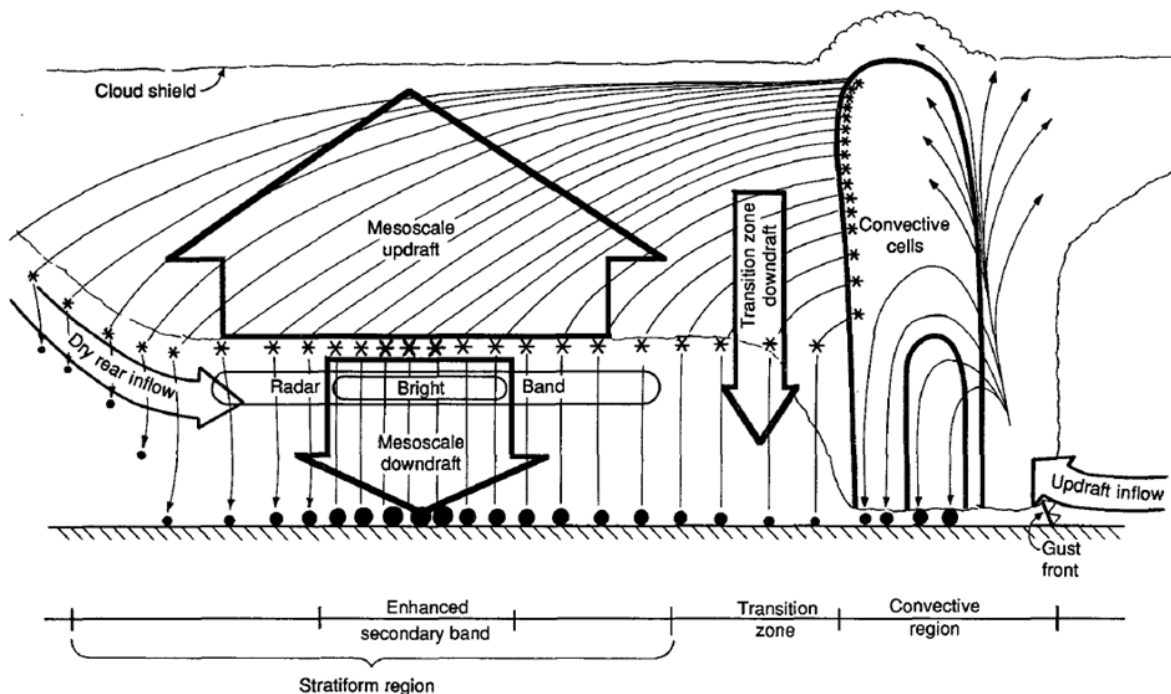


Figure 1-21 : Modèle conceptuel des trajectoires des hydrométéores à travers un MCS. D'après [Biggerstaff et Houze \(1991\)](#).

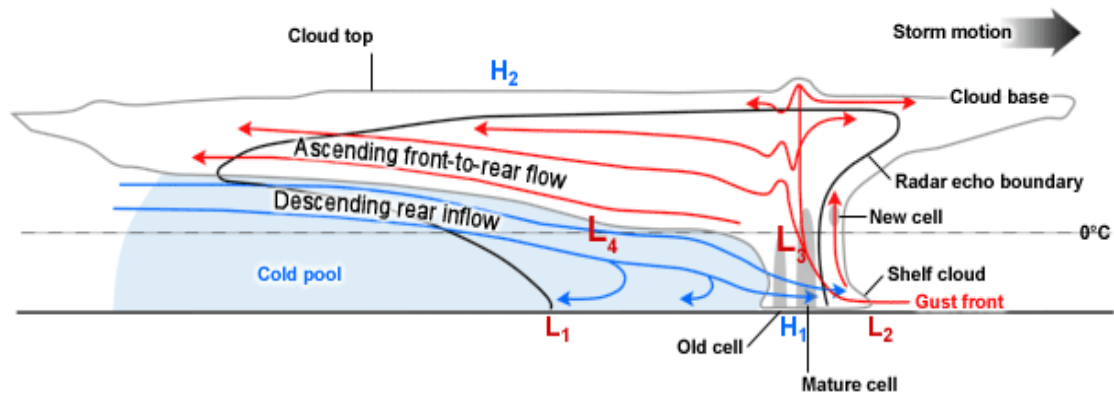


Figure 1-22 : Coupe verticale (parallèle au déplacement) d'une ligne de grains. Les zones de réflectivité radar les plus élevées sont indiquées par les régions ombrées. Les basses (hautes) pressions sont indiquées par la lettre L (H). Adapté de Houze et al. (1989).

1.2.4 Microphysique d'une ligne de grains

L'importance capitale des lignes de grains en Afrique vient principalement des précipitations qu'elles provoquent, indispensables aux populations locales. Caniaux et al. (1994), Chong et Hauser (1989), Gamache et Houze (1983), ou encore Rutledge (1986) s'accordent sur l'importance des hydrométéores dans la dynamique de ces systèmes. Il est donc intéressant de comprendre comment sont produites ces précipitations dans les MCS, à travers les différents processus qui se déroulent dans le nuage et impliquant plusieurs types d'hydrométéores qui coexistent dans de tels systèmes. La microphysique constitue le domaine d'étude de tous les processus contrôlant la formation, la croissance et la chute sous forme de précipitations des gouttelettes et des cristaux de glace des nuages.

Les lignes de grains sont des nuages en phase dite « mixte » car des hydrométéores en phase liquide et en phase glace coexistent. Ainsi, ces systèmes sont le siège de processus de phase dite « chaude » et des processus de phase glace avec présence de différents types de cristaux. C'est la représentation de cette phase glace et des conditions de sa formation qui constitue l'une des difficultés majeures pour les modèles numériques aujourd'hui. Comme pour les courants dynamiques précédemment présentés, la microphysique d'un MCS est différente selon qu'on étudie la région convective ou la région stratiforme du nuage. En effet, les processus microphysiques et par conséquent les hydrométéores impliqués dans ces phénomènes dépendent des conditions thermodynamiques de l'environnement (température, humidité, etc.), en particulier pour les cristaux de glace (figure 1-23). Ces conditions sont extrêmement différentes d'une région à l'autre du système convectif. Les mécanismes de formation, de croissance, puis de précipitations diffèrent donc selon la zone de la ligne

de grains étudiée. Mason (1971), Pruppacher et Klett (1996), Rogers et Yau (1979) ont traité dans leurs ouvrages respectifs l'ensemble de ces processus de manière complète. Nous allons résumer ici les différents processus schématisés sur la figure 1-24 selon la région de la ligne de grains considérée.

➤ *Dans la région convective de la ligne de grains* : Avec la présence d'une zone d'ascendance convective intense, cette région est la zone principale de formation des gouttelettes et des cristaux de glace. En effet, l'air soulevé dans l'atmosphère subit une détente très rapide (plus ou moins adiabatique), sa température diminue et son humidité relative augmente fortement jusqu'à dépasser de quelques pourcents les 100%. On parle alors de sur-saturation. Les particules d'aérosols présentes dans l'air saturé jouent le rôle de noyaux de condensation et la vapeur d'eau en excès peut alors se condenser autour de ces noyaux. C'est par ce processus que les aérosols jouent un rôle majeur dans la formation de nuages, et peuvent en modifier les propriétés. Cette interaction entre aérosols et nuage est désignée comme un effet indirect des aérosols. Les gouttelettes de nuage ainsi formées sont de petite taille (inférieures à 10 μm) et elles sont aspirées dans la colonne atmosphérique où elles continuent de grossir par condensation. Lors de leur formation et leur croissance, le phénomène de condensation dégage de la chaleur latente, très importante dans un orage, et qui nourrit la cellule convective en énergie.

Même au-delà de l'isotherme 0°, la grande majorité des gouttelettes d'eau subsistent à l'état liquide. On parle alors d'eau surfondue. L'eau surfondue ne congèle spontanément qu'à haute altitude (-35 voire -40°C) et forment des cristaux de glace. On parle alors de nucléation homogène

Si la température est négative et que l'air est saturé par rapport à la glace, certains aérosols peuvent jouer aussi le rôle de noyaux glaçogènes. Ainsi la vapeur d'eau peut se déposer sur ces particules pour former directement de petits cristaux de glace. Si l'air ambiant n'est plus saturé en humidité, les petits cristaux formés peuvent retourner à l'état gazeux, par sublimation. En revanche, si l'environnement reste saturé, ils peuvent ensuite croître par dépôt de vapeur. Ces cristaux de glace, dits pristine, sont de petite taille, avec une vitesse de chute très faible et par conséquent un pouvoir précipitant faible aussi. Cependant, la pression de vapeur saturante de la glace étant plus faible que la pression de vapeur saturante du liquide, les cristaux en présence de gouttelettes grossissent très vite par dépôt de vapeur, et ceci au dépend des gouttelettes, qui s'évaporent (on parle de l'effet Bergeron). Ainsi, ces hydrométéores deviennent très vite plus lourds et ont une vitesse de chute supérieure aux gouttelettes. Durant leur chute, ces cristaux peuvent collecter des gouttelettes d'eau surfondue qui gèlent à leur contact (on parle de givrage). Ce phénomène, prépondérant dans les orages, transforme les cristaux en grêle et en graupel (ou neige roulée), moins dense et moins givré que la grêle. Durant toute la durée de leur présence dans le nuage, ces deux types d'hydrométéores connaissent à leur tour plusieurs processus de croissance.

La grêle, de diamètre souvent compris entre quelques millimètres et une dizaine de centimètres, croît par givrage en rencontrant de l'eau surfondue. L'eau gèle alors à la surface du cristal par couches successives. Ces grêlons sont présents dans les forts courants ascendants de la ligne de grains, et continuent de croître jusqu'à ce que les updrafts ne puissent plus les maintenir en suspension, à cause de leur poids. Plusieurs études (Lin et al., 1983; Ziegler et al., 1983) ont déterminé les principales caractéristiques de la grêle. L'ouvrage le plus récent est celui de Straka (2009). Les grêlons ont un diamètre supérieur à 5 mm, et peuvent être considérés comme sphériques tant que ce dernier reste inférieur à 10 mm. La densité de la grêle varie alors entre 0,4 et 0,9 g.cm⁻³. Pour des tailles de grêlons supérieures à 10 mm, la densité varie plutôt entre 0,7 et 0,9 g.cm⁻³. La grêle a une vitesse de chute allant de 10 à 40 m.s⁻¹, cette dernière valeur étant la valeur extrême, pour des grêlons de 10 cm de diamètre. Des exponentielles négatives de type « Marshall-Palmer » (Marshall et Palmer, 1948) ou une loi gamma (Ulbrich et Atlas 1982; Ziegler et al., 1983) sont le plus souvent utilisées pour représenter la distribution en taille de la grêle.

Le terme de graupels regroupe différentes sortes d'hydrométéores. D'une part, la neige roulée se forme lorsque les cristaux de neige qui commencent à fondre au niveau de l'isotherme 0°C sont ré-injectés dans les hautes couches de la troposphère, grâce aux courants ascendants intenses. Ils congèlent alors de nouveau, et peuvent renouveler ce cycle de fonte-congélation plusieurs fois, ce qui explique les différents degrés de givrage que l'on peut observer sur ces particules. D'autre part, comme on l'a vu précédemment, les graupels regroupent également les cristaux qui captent des gouttelettes d'eau surfondue qui congèlent alors instantanément. Toujours selon l'ouvrage de Straka (2009), on considère que les particules de neige roulée ont des diamètres compris entre 0,5 et 5 mm, et une densité variant entre 0,1 et 0,9 g.cm⁻³. Ces valeurs sont donc inférieures aux caractéristiques de la grêle. En effet, les graupels sont considérés comme des particules intermédiaires entre les cristaux de neige et les grêlons. Toutefois, leur distribution en taille est elle aussi représentée par des distributions gamma ou des exponentielles de Marshall-Palmer.

En dessous de l'isotherme 0°C, la fonte est le principal processus microphysique qui se met en place : les petits cristaux (cristaux nuageux) se transforment en gouttelettes nuageuses et les plus gros (cristaux précipitants) en pluie. Les forts courants ascendants qui règnent dans le nuage peuvent entraîner les cristaux précipitants fondus de nouveau en moyenne ou haute troposphère, ce qui entraîne une nouvelle congélation en altitude puis une nouvelle étape de givrages successifs en chutant. Ces cycles d'ascension puis de chute dans la colonne atmosphériques forment des particules de plus en plus denses et givrées.

Les gouttes de pluie sont formées à la fois par la fonte de la glace précipitante mais aussi par collision et coalescence des gouttelettes liquides de nuage (lorsque deux gouttelettes nuageuses se rencontrent et forment une goutte plus grosse). Par la suite, elles continuent de grossir par collision-coalescence avec l'eau nuageuse. Dans le cas où l'air ambiant n'est pas saturé en eau liquide, elles

peuvent également s'évaporer. Les gouttes de pluie sont souvent considérées comme sphériques, mais cela dépend de leur taille. En effet, les forces de cohésion interne qui s'exercent entre les molécules d'eau tendent à donner à la goutte une forme sphérique de façon à réduire sa surface de contact avec le milieu extérieur. Si leur diamètre est inférieur à 280 μm , les gouttes peuvent effectivement être considérées comme des sphères parfaites (Pruppacher et Klett, 1996). Au-delà de ce diamètre et jusqu'à 1000 μm , les forces aérodynamiques liées à la chute de la goutte deviennent plus importantes et conduisent à leur déformation : leur aplatissement. Les gouttes sont plutôt des ellipsoïdes. Si elles sont encore plus grandes, la base de l'ellipsoïde peut être plate ou convexe. Enfin, si le diamètre de la goutte est supérieure à 10 mm, elle ne peut se maintenir et éclate en plusieurs gouttes plus petites. Les gouttes de pluie voient leur taille augmenter grâce à deux phénomènes de coalescence : la collection (collision entre une goutte de taille importante et une goutte plus petite) et l'auto-collection (lorsque ce sont deux gouttes de même taille qui se rencontrent). Les pluies produites par la région convective d'une ligne de grains sont particulièrement intenses, souvent supérieures à 50 $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ (Pruppacher et Klett, 1996).

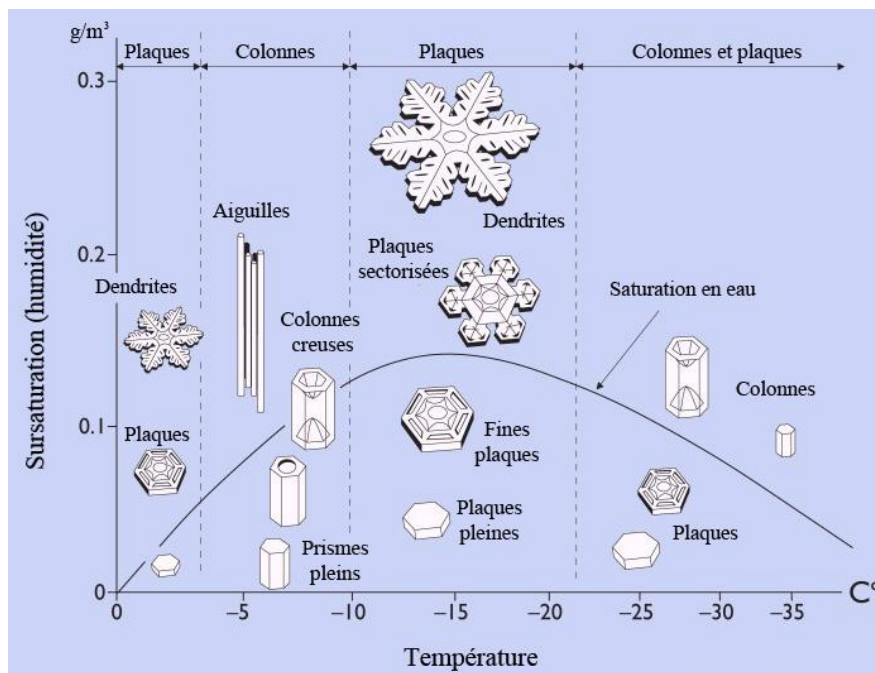


Figure 1-23 : Diagramme température-saturation de répartition des cristaux de glace. D'après <http://www.its.caltech.edu>.

➤ *Dans la région stratiforme de la ligne de grains* : Cette partie du MCS, qui s'étend sur une large surface, est plutôt homogène horizontalement. En revanche, elle montre une nette stratification selon la verticale, liée au profil vertical de température. En dessous de l'isotherme 0°, on retrouve les processus de fonte et de phase liquide, tandis qu'au-dessus de l'isotherme 0° sont

représentés les processus en phase glace comme le dépôt de vapeur et l'agrégation par collision de cristaux de glace.

Comme on vient de le voir, les cristaux de glace et les gouttelettes d'eau liquide sont principalement formés dans la région convective du système nuageux. Cependant, les courants horizontaux présents dans un MCS (cf. section précédente) permettent le transport des plus légères de ces particules vers la région stratiforme de la ligne de grains. Les cristaux ainsi advectés croissent alors par givrage (collection de gouttelettes surfondue par un cristal) ou par dépôt de vapeur dans la partie haute de l'enclume du système. Lorsque leur masse est suffisante, ils commencent à chuter et peuvent alors s'agréger entre eux, comme précédemment. Cependant, la différence majeure entre les parties convective et stratiforme d'une ligne de grains réside dans l'intensité de leurs ascendances. Les ascendances de la région stratiforme sont plus faibles que celles de la région convective, ce qui empêche les cycles successifs de fonte/congélation/givrage qui existent dans la zone la plus active du nuage. Ainsi, ces conditions de faibles mouvements ascendants donnent principalement naissance à des particules de neige. Selon la température et l'humidité du milieu, les cristaux peuvent toutefois être très variés, allant de particules denses et sphériques comme les graupels, à des cristaux peu denses comme les colonnes ou les dendrites. La liste des cristaux préférentiellement rencontrés selon la température du nuage et sa sursaturation par rapport à la glace est résumée dans la [figure 1-23](#).

Ces cristaux ont, dans l'ensemble, une taille maximale de 5 mm (Locatelli et Hobbs, 1974), ou jusqu'à 10 mm pour les dendrites. Leur masse est, quant à elle, comprise entre 0,01 mg et 10 mg et leur densité varie entre 0,005 et 0,5 g.cm⁻³ (le plus souvent entre 0,01 et 0,2 g.cm⁻³). Quelle que soit leur forme, les cristaux de glace ont une vitesse de chute inférieure à celle de la pluie, de l'ordre de 0,5 à 3 m.s⁻¹.

Lorsque ces cristaux passent en dessous de l'isotherme 0°C, ils fondent et créent ainsi la pluie (ce niveau de fonte est caractérisé par la bande brillante sur les images radars). Comme dans la partie convective de la ligne de grains, ces gouttes de pluie formées à partir de la glace précipitante peuvent alors croître par collision et coalescence avec les gouttelettes nuageuses, ou par collision entre elles. Enfin, elles peuvent également s'évaporer si l'air environnant est sous-saturé, ce qui explique l'apparition de gouttes de pluie fines atteignant le sol.

En résumé, on peut dire que la partie convective d'une ligne de grains est essentielle dans la formation de gouttelettes d'eau et de cristaux de glace. L'ensemble de ces hydrométéores, s'il reste dans cette zone du nuage, peut subir plusieurs cycles de fonte/congélation/givrage liés aux fortes ascendances présentes dans cette région. Cela engendre la formation de gouttes de pluie de taille importante (par fonte des cristaux très denses et très givrés), expliquant les averses intenses lors du passage de la zone convective au sol. La région stratiforme, quant à elle, est approvisionnée en

cristaux et gouttelettes de petite taille grâce aux courants horizontaux qui existent dans le nuage entre le cœur convectif et l'enclume. Cette dernière possède des updrafts moins intenses, ce qui favorise la formation de neige ou d'agrégats peu denses. Les phénomènes de diffusion dans un premier temps puis d'agrégation et de givrage permettent la croissance de ces cristaux. En fondant, ils produisent des gouttes de pluie suffisamment grosses pour précipiter. Ces gouttes restent cependant plus petites que celles formées dans la région convective du système, provoquant des averses au sol moins intenses.

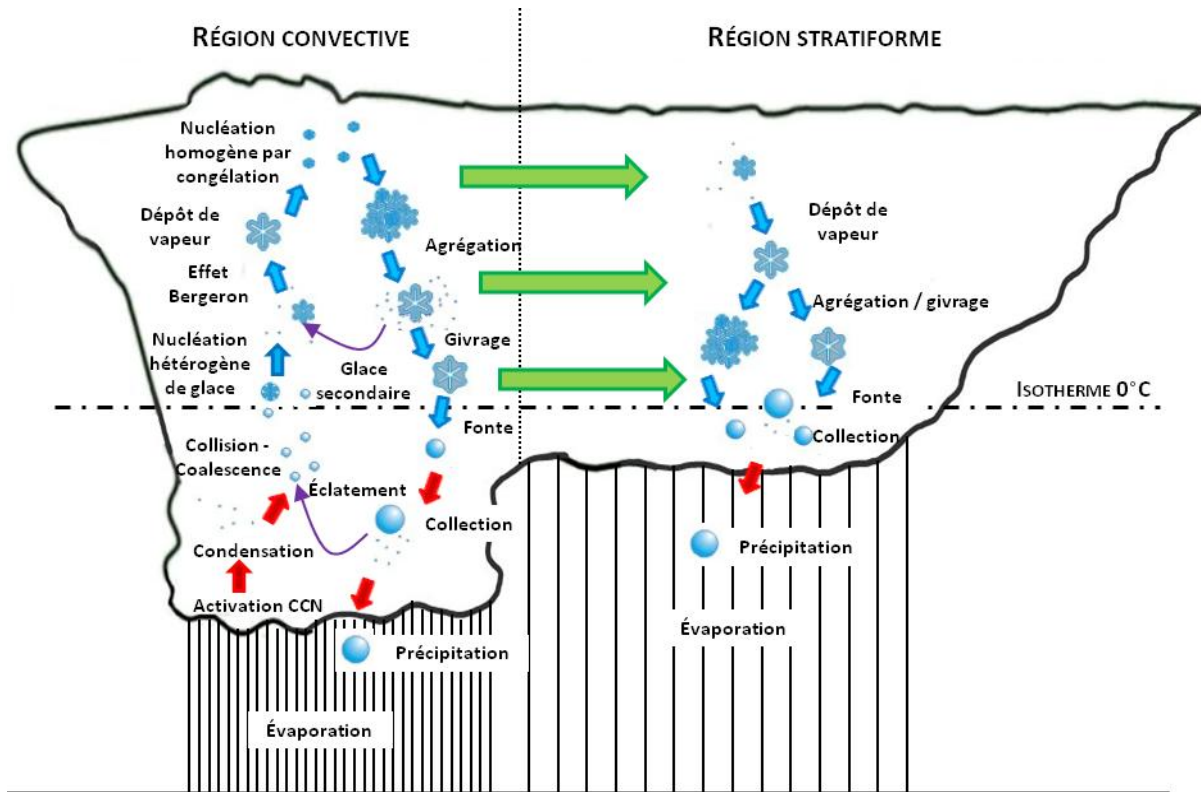


Figure 1-24 : Schéma conceptuel des différents processus microphysiques existant dans les régions convective et stratiforme d'un MCS. Les flèches rouges représentent les processus en phase liquide, les flèches bleues représentent les processus en phase glace. Les flèches vertes indiquent les courants horizontaux advectant les hydrométéores de la zone convective vers la zone stratiforme. Les flèches violettes indiquent un retour en début de cycle de particules glacées ou liquides.

Le potentiel de précipitation d'un nuage peut donc être évalué à partir de trois critères majeurs qui favorisent la formation de grosses gouttelettes ou de gros cristaux de glace :

- sa vitesse verticale : elle détermine le temps qu'une parcelle d'air restera dans le système et, en présence d'une humidité relative supérieure à 100% , elle favorise le maintien des hydrométéores dans le nuage et augmente ainsi les phénomènes de collection ou l'effet Bergeron.

- son contenu en eau : il est une bonne indication de la taille des gouttelettes puisqu'il favorise lui aussi le processus de collection.
- sa température : plus la base du nuage est chaude, plus la quantité d'eau condensée sera importante. De plus, une différence de température importante entre la base du nuage et son sommet permet une production de précipitations plus efficace.

1.3 Bilan du chapitre

Nous avons vu dans ce chapitre l'importance de la région tropicale dans le climat terrestre et la complexité des phénomènes qui s'y déroulent. Cette région du globe est le « réservoir » d'énergie de la planète, et elle redistribue cet excédent énergétique à travers les cellules de Hadley et Walker, dans des plans orthogonaux.

La région tropicale est également le siège de phénomènes météorologiques qui lui sont propres. C'est le cas de la mousson. En Afrique de l'ouest, ce phénomène se traduit par une convergence des flux de basses couches (flux de mousson et Harmattan), entraînant une zone de convection intense située sur la ZCIT. Dans cette région se forment de nombreux MCS ou lignes de grains, avec une dynamique très importante et une microphysique complexe, qui produisent des précipitations courtes mais intenses au niveau des cœurs convectifs, et des pluies moins soutenues mais plus longues sous la large partie stratiforme du système.

L'importance des régions tropicales dans la circulation globale terrestre et dans les phénomènes extrêmes qui s'y déroulent explique que cette zone du globe soit au cœur de nombreuses études, dont Megha-Tropiques, le programme d'étude au cœur de cette thèse.

Dans le cadre de la validation des algorithmes d'inversion comme celui utilisé par Megha-Tropiques, il est indispensable d'acquérir une bonne connaissance de la microphysique des systèmes nuageux. Les prochains chapitres de ce manuscrit auront donc pour but de présenter le projet Megha-Tropiques et d'estimer la pertinence de différents moyens d'études - mesures *in-situ*, observations radar depuis le sol, et modèle numérique - pour obtenir l'information la plus fiable possible.

CHAPITRE 2 : MEGHA-TROPIQUES, UN PROJET AMBITIEUX ET COMPLET

Comme nous l'avons vu dans le chapitre précédent, l'atmosphère tropicale joue un rôle majeur dans le climat terrestre global. De plus, elle est le siège d'évènements extrêmes (inondations, sécheresse, etc.) qui affectent durablement les populations locales, du point de vue sanitaire, agricole et économique. C'est la raison pour laquelle la zone intertropicale est un enjeu primordial des études scientifiques depuis plusieurs dizaines d'années.

La complexité et l'interdisciplinarité de ces campagnes d'études se sont accentuées avec l'amélioration des techniques d'échantillonnage de l'atmosphère, le déploiement de satellites de plus en plus nombreux et perfectionnés, et l'augmentation considérable des capacités de calculs numériques par les modèles météorologiques. Un état de l'art non exhaustif retraçant les projets majeurs concernant la région tropicale depuis les années 1970 est disponible dans l'annexe A de ce manuscrit. Des programmes internationaux tels que GATE (GATE, 1974) ou TOGA-COARE (Webster et Lukas, 1992) ont documenté les systèmes convectifs, en particulier sur l'océan. Plusieurs campagnes, comme COPT81 (Sommeria et Testud, 1984) ou HAPEX-Sahel (Goutorbe et al., 1994), se sont intéressées au continent africain et à la MAO. Le perfectionnement des instruments de mesure au fil des ans a conduit à l'amélioration des connaissances sur les interactions entre les différents acteurs importants de la région tropicale au-dessus des océans et des continents. De grands programmes satellitaires comme TRMM (Simpson et al., 1996) ou l'A-TRAIN ont aussi permis de compléter l'étude de l'atmosphère tropicale. L'augmentation des capacités de calculs a donné à tous les types de modèles météorologiques (circulation globale ou modèles explicites de nuages) une importance de plus en plus grande. Les nouveaux programmes d'études scientifiques sur l'atmosphère tropicale cherchent à englober toutes sortes de problématiques. L'interdisciplinarité et la mise en commun de moyens matériels, humains, et informatiques, telle que celles mises en œuvre récemment dans le programme AMMA (Redelsperger et al., 2006) sont des éléments essentiels des nouvelles collaborations internationales.

Ce chapitre a pour but de présenter le projet Megha-Tropiques, qui est le cadre d'étude de cette thèse. Nous verrons en quoi le projet satellitaire Megha-Tropiques est innovant et s'inscrit dans cette évolution des grands programmes internationaux. Nous décrivons la mission satellitaire Megha-

Tropiques en elle-même, avec ses objectifs scientifiques. Ensuite, nous nous intéresserons plus particulièrement à la campagne de terrain de Niamey dont sont issues les données traitées dans ce travail de thèse. Nous nous arrêterons particulièrement sur l'instrumentation déployée lors de cette campagne au sol, et plus spécifiquement sur l'apport de l'utilisation de radars météorologiques.

2.1 Megha-Tropiques : la mission satellitaire et les campagnes de validation au sol

2.1.1 La mission satellitaire

2.1.1.1 Objectifs de la mission satellitaire

La mission satellitaire Megha-Tropiques s'inscrit dans la continuité de la plupart des projets antérieurs (mentionnés dans l'annexe A de ce manuscrit). En particulier, elle est la suite logique de l'exploitation du satellite TRMM, qui était jusqu'à présent le satellite spécialisé dans l'étude de la région inter-tropicale. En effet, l'orbite de ce dernier n'a pas permis jusque-là d'obtenir une répétitivité de mesures suffisante sur la zone tropicale. Un échantillonnage temporel renforcé s'avère indispensable à une meilleure connaissance de la ceinture tropicale.

Megha-Tropiques est un partenariat franco-indien entre le CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) et l'ISRO (Indian Space Research Organization). Le mot Megha signifie « nuage » en sanscrit, l'une des langues officielles indiennes. Lancé avec succès le 12 octobre 2011, ce satellite est dédié à l'étude de l'eau atmosphérique dans la ceinture intertropicale et de sa relation avec le bilan d'énergie (Roca et al., 2010). Les trois objectifs majeurs de la mission Megha Tropiques sont :

- la mesure des bilans d'eau et d'énergie de la région tropicale
- l'étude du cycle de vie des orages tropicaux
- l'amélioration de la prévision des cyclones ou d'autres événements particulièrement intenses.

Pour cela, les mesures de rayonnement effectuées par le satellite permettent d'obtenir des informations simultanées sur la vapeur d'eau, les nuages, et les précipitations. L'orbite du satellite est particulièrement adaptée à cette étude : inclinée de 20° sur l'équateur et située à une altitude de 870 km, elle permet au satellite d'échantillonner la ceinture tropicale de 23°N à 23°S entre trois et six fois par jour. La figure 2-1, tirée de Desbois et al. (2007) représente cette orbite sur une journée. Dans le cas illustré ici, la moitié nord de la ceinture tropicale est observée de jour, tandis que la moitié sud est vue de nuit. Cette situation se décale petit à petit d'un jour à l'autre, avec un cycle d'une durée de 51 jours. C'est donc le temps nécessaire pour que toute la zone couverte par le satellite soit observée à

toutes les heures de la journée de la même façon. De plus, le satellite possède un phasage (la trace repasse sur elle-même) d'une durée de sept jours.

Ce fort échantillonnage temporel est un élément essentiel pour améliorer les connaissances sur la région tropicale. La collecte de mesures à long terme avec une bonne résolution temporelle et spatiale permet de mieux comprendre les processus relatifs aux systèmes convectifs de méso-échelle et leur cycle de vie. Le projet Megha-Tropiques vise aussi à établir des statistiques significatives sur les MCS, leurs conditions de formation et d'évolution, pour analyser leurs interactions avec la circulation atmosphérique globale et ainsi améliorer les modèles météorologiques et climatiques.

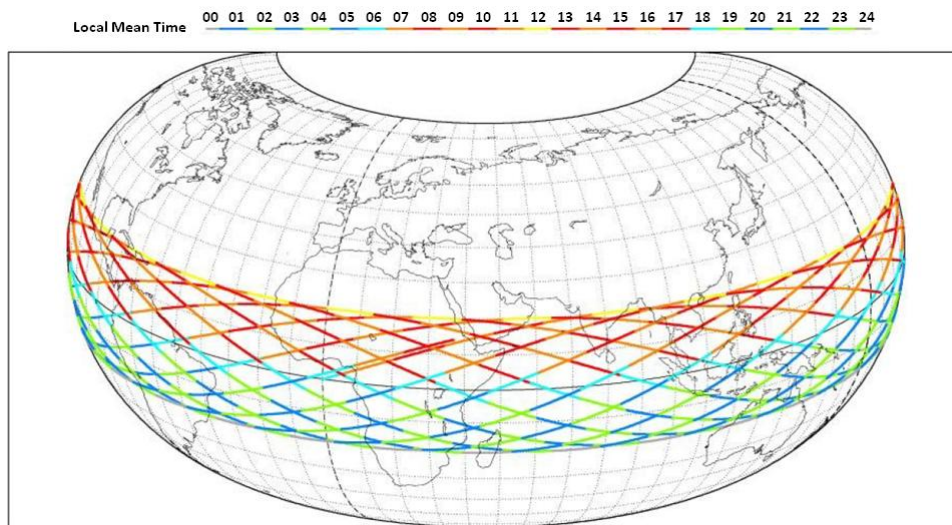


Figure 2-1 : Trace au sol de l'orbite de Megha-Tropiques, pour une durée de un jour. Les heures locales de passage sont repérées par l'échelle de couleurs. D'après Desbois et al. (2007).

2.1.1.2 Les instruments ScaRaB / SAPHIR / MADRAS et le traitement de leurs mesures

Les instruments présents à bord du satellite Megha-Tropiques ne sont pas inédits. Ils ont déjà été testés et employés sur d'autres plateformes, et ont été choisis pour leur complémentarité, en tenant compte des contraintes du projet (résolutions spatiale et temporelle notamment).

❖ SCARAB

Il s'agit d'un radiomètre multi-spectral passif à scanneur perpendiculaire qui mesure les flux radiatifs sortant au sommet de l'atmosphère et reçus grâce à quatre télescopes indépendants selon quatre canaux différents : un dans le visible (entre 0,55 et 0,65 μm), deux dans le domaine solaire (entre 0,2 et 4 μm et entre 0,2 et 200 μm), et un dans l'infrarouge (entre 10,5 et 12,5 μm) (Desbois et

al., 2007). La résolution au sol de cet instrument est de 40 km au nadir, puis elle se dégrade aux extrémités de la fauchée, jusqu'à une centaine de kilomètres (figure 2-2).

❖ *SAPHIR*

Utilisé pour mesurer la distribution de la vapeur d'eau atmosphérique, ce sondeur micro-ondes est basé sur six canaux étroits centrés autour de la raie d'absorption de la vapeur d'eau à 183 GHz (Brogniez et al., 2013). Ces différents canaux permettent d'obtenir des informations sur une épaisseur importante d'atmosphère, de la surface à environ 12 km d'altitude. La résolution horizontale de SAPHIR est de 10 km au nadir, et de 14x22 km aux extrémités de la fauchée de 1700 km (figure 2-2).

❖ *MADRAS*

L'imageur hyperfréquence MADRAS mesure les précipitations et les propriétés nuageuses. Selon le canal utilisé et sa polarisation, il permet d'observer des zones de pluies sur les océans (18 GHz), le contenu intégré en vapeur d'eau (23 GHz), l'eau liquide des nuages (37 GHz), les zones de pluies convectives (89 GHz), ou le sommet des nuages glacés (157 GHz). La résolution spatiale de cet instrument diffère selon le canal utilisé, variant de 40 km pour les plus faibles fréquences jusqu'à 6 km pour la fréquence la plus grande.

Outre le projet Megha-Tropiques, l'instrument MADRAS est également associé à la mission GPM (Global Precipitation Mission). Cette constellation de satellites comparable à l'A-TRAIN vise à surveiller les précipitations globales, et MADRAS est utilisé pour couvrir la zone tropicale.

L'imageur MADRAS a cependant été arrêté définitivement en septembre 2013 suite à une anomalie sur le mécanisme de rotation.

L'ensemble des données récoltées par les trois instruments de Megha-Tropiques est l'objet de traitements importants pour être exploitable (Gohil et al., 2013). Il faut d'abord convertir les données brutes en valeurs de radiance étalonnées et bien localisées géographiquement (traitement de niveau 1). Puis on peut aboutir à des produits géophysiques instantanés (traitement de niveau 2). Des traitements de niveaux supérieurs sont également possibles si l'on souhaite par exemple combiner ces mesures avec celles issues d'autres sources satellitaires ou pour réaliser des statistiques spatio-temporelles.

Des algorithmes complexes sont utilisés pour aboutir aux produits de niveau 2. C'est le cas de l'algorithme BRAIN (Bayesian Rain Algorithm Including Neural network), décrit par Viltard et al. (2006) et initialement employé pour le satellite TRMM. Cet algorithme est implémenté pour la

mission Megha-Tropiques afin d'obtenir les taux de pluie instantanés à partir des mesures de MADRAS (Chambon et al., 2013).

Cependant, l'efficacité des différents algorithmes et la précision des nombreux produits satellitaires obtenus méritent d'être testées et évaluées (Aires et al., 2013; Bernardo et al., 2013). Pour cela, le projet Megha-Tropiques comporte également un important plan de validation, grâce à des jeux de données issus de programmes antérieurs (tels que TRMM) (Kirstetter et al., 2013) ou bien grâce à des campagnes de mesures au sol dédiées (Gosset et al., 2013).

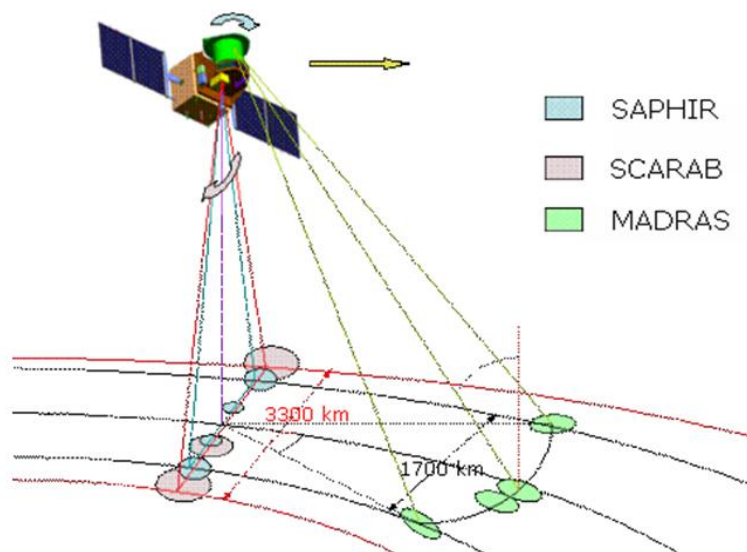


Figure 2-2 : Configuration des fauchées des trois instruments embarqués à bord du satellite Megha-Tropiques. D'après Desbois et al. (2007).

2.1.2 Les campagnes de validation microphysique de Megha-Tropiques

Une phase importante du projet Megha-Tropiques réside dans la validation des produits et des algorithmes utilisés, en particulier concernant la restitution des précipitations et de la vapeur d'eau. Pour cela, des campagnes de mesure sont organisées afin de collecter des données de référence. Une campagne spécialement dédiée à la microphysique a lieu en Afrique de l'Ouest en 2010. Une seconde est organisée sur l'océan Indien en 2011. Le travail de cette thèse s'inscrit dans le cadre de la campagne de validation Megha-Tropiques africaine.

2.1.2.1 Objectifs des campagnes microphysiques

Ces campagnes ont pour but d'améliorer la restitution de la pluie par les mesures micro-ondes de MADRAS grâce à l'algorithme BRAIN, en particulier au-dessus des continents. En effet, c'est là que l'émissivité de surface est plus importante et beaucoup plus hétérogène que celle des océans et elle contribue donc davantage au signal micro-onde reçu par le satellite. Cela rend plus difficile la différenciation entre la contribution atmosphérique et la contribution de surface dans le signal capté par le radiomètre. Pour remédier à ce problème, les canaux utilisés par MADRAS sur les continents sont ceux de plus hautes fréquences (85 GHz et 157 GHz), sensibles essentiellement à la phase glace de l'eau atmosphérique. Le profil des précipitations en-dessous du nuage est ensuite déduit de ces mesures.

Une source d'erreur importante dans cette restitution est donc liée au manque d'informations sur les caractéristiques des hydrométéores en phase glacée. Le nombre de particules pour un volume donné, leur taille, leur distribution en taille, ainsi que la densité de la glace sont des critères majeurs influant sur la signature radiométrique de ces hydrométéores. Ils doivent donc être paramétrés au mieux dans le modèle de transfert radiatif inclus dans BRAIN. Plus particulièrement, la relation qui lie la masse et le diamètre des particules est une des clés de la bonne restitution par cet algorithme. Il faut donc minimiser l'incertitude sur cette loi masse-diamètre et sur sa variabilité (en fonction de l'altitude et en fonction de la distance par rapport au cœur convectif du système) grâce à un maximum de données observées *in-situ*.

Des statistiques robustes concernant le contenu en glace et la densité des cristaux doivent donc être établies selon diverses conditions nuageuses et dans différentes zones de la ceinture tropicale. L'acquisition d'une telle base de données peut s'obtenir grâce à la combinaison de deux types de mesures : des mesures directes mais ponctuelles réalisées grâce à une instrumentation aéroportée, et des données indirectes mais continues en trois dimensions avec une couverture temporelle plus importante réalisées grâce à des radars au sol. C'est avec cet objectif qu'est organisée la campagne de validation microphysique Megha-Tropiques de Niamey.

2.1.2.2 La campagne de Niamey (2010) : présentation, récapitulatif des vols et instrumentation embarquée

La campagne de validation microphysique de Niamey (Niger) se déroule en août 2010, avant même le lancement du satellite Megha-Tropiques. L'avion Falcon 20 de l'unité SAFIRE (Service des Avions Français Instrumenté pour la Recherche en Environnement) réalise 11 vols dans

la partie stratiforme de plusieurs systèmes convectifs méso-échelle, fournissant une bonne variété de cas différents. Le passage dans le cœur convectif des MCS est bien entendu limité au maximum pour des raisons de sécurité. La durée de chacun des vols est récapitulée dans le [tableau 2-1](#). L'avion est équipé de plusieurs capteurs microphysiques OAP (Optical Array Probe) pour les mesures *in-situ*, exploitées par le Laboratoire de Météorologie Physique de Clermont-Ferrand (LaMP) :

- la sonde 2D-S (2D-Stéréo) : fabriquée par la société SPEC Inc., elle permet d'obtenir une image stéréoscopique 3D de l'image ombrée d'une particule, grâce à deux lasers orthogonaux qui illuminent deux rangées de photodiodes de 128 détecteurs avec une résolution de 10 μm . La visualisation des particules comprises entre 10 et 1280 μm est possible grâce à cet instrument (Lawson et al., 2006).
- la sonde CIP (Cloud Imager Probe) : mise au point par l'entreprise DMT (Droplet Measurement Technologies), elle est composée d'un faisceau laser qui est projeté sur une rangée de 64 photodiodes. Ces dernières deviennent ombrées lorsqu'un cristal passe dans le faisceau. Une image en deux dimensions est ainsi obtenue pour les particules allant de 25 à 1550 μm avec une résolution de 25 μm . (Baumgardner et al., 2001).
- la sonde PIP (Precipitation Imaging Probe) : cet imageur bidimensionnel de la société DMT mesure les hydrométéores précipitants dans une gamme de taille entre 100 et 6400 μm et il a le même principe de fonctionnement que la sonde CIP, avec une taille de pixel de 100 μm .

Ces trois sondes principales, représentées sur la [figure 2-3](#), permettent donc l'étude de particules de glace comprises dans une large gamme de taille, entre 10 et 6400 μm . En traitant les images obtenues, on peut ainsi obtenir les spectres dimensionnels des cristaux de glace du nuage, et connaître des caractéristiques géométriques de ces particules. Pour certains vols de fin de campagne, les sondes CIP et PIP sont remplacées par des sondes de génération plus ancienne : la 2D-C et la 2D-P. On peut noter également la présence à bord de l'avion d'une sonde utilisée pour l'étude des gouttelettes d'eau, appelée FSSP (Forward Scattering Spectrometer Probe), mais cette dernière n'a pas été exploitée dans ce travail. Le Falcon 20 est également équipé d'un radar nuage appelé RASTA (Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuAgeuses), décrit plus en détail dans la suite de ce chapitre.

N° vol	Date	Heures UTC	N° vol	Date	Heures UTC
15	06/08/2010	16 : 10 – 19 : 00	21	21/08/2010	06 : 50 – 10 : 00
16	07/08/2010	11 : 50 – 15 : 10	22	22/08/2010	04 : 50 – 07 : 20
17	10/08/2010	08 : 45 – 11 : 30	23	26/08/2010	02 : 50 – 06 : 10
18	13/08/2010	13 : 20 – 16 : 25	24	26/08/2010	12 : 25 – 15 : 37
19	17/08/2010	10 : 30 – 13 : 40	25	28/08/2010	16 : 03 – 19 : 00
20	17-18/08/2010	23 : 35 – 02 : 40			

Tableau 2-1 : Récapitulatif des vols de la campagne de Niamey en 2010.

Au sol, deux radars sont installés : le radar du MIT (Massachusetts Institute of Technology) et le radar Xport du LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement). Les caractéristiques des trois radars utilisés durant cette campagne (RASTA, MIT, Xport) seront présentées en détail dans la section 2.2.2 de ce manuscrit car ces appareils constituent les moyens instrumentaux indispensables à ce travail de thèse.

En outre, les précipitations sont étudiées grâce à trois paires de disdromètres et un réseau de pluviomètres issu du programme AMMA.

Les mesures *in-situ* représentent donc une part majeure dans la campagne de validation microphysique en Afrique grâce à l'instrumentation aéroportée. Le second apport scientifique primordial est issu des mesures réalisées avec les différents radars au sol.

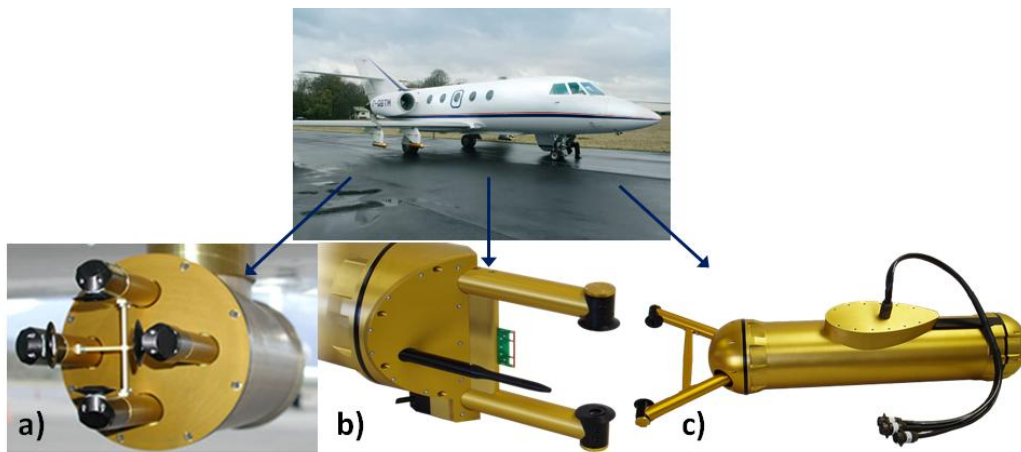


Figure 2-3 : L'avion SAFIRE Falcon 20 utilisé pour Megha-Tropiques et les sondes *in-situ* embarquées : a) sonde 2D-S, b) sonde CIP, c) sonde PIP.

2.2 Les radars dans Megha-Tropiques

2.2.1 Principe de la mesure radar

2.2.1.1 Historique et description du fonctionnement d'un radar

Bien que le terme « radar » soit aujourd'hui devenu un terme de la langue courante, il s'agit initialement de l'acronyme anglais de « RADIO Detection And Ranging ». La base du fonctionnement d'un radar repose sur la théorie de l'onde électromagnétique et de sa propagation, développée par le physicien anglais James Clerk Maxwell à partir de 1865, et confirmée par la suite par l'allemand Heinrich Rodolf Hertz en 1889. Dès le début du XX^{ème} siècle, le développement de la radio permet la mise au point des antennes nécessaires à l'utilisation de la radiodétection. En 1917, Nikola Tesla

expose les grands principes du radar dans le périodique *The Electrical Experimenter*. Le britannique Robert Watson-Watt dépose officiellement le premier brevet du radar en 1935, ce qui fait de lui l'inventeur « officiel » de l'instrument.

Le radar connaît des progrès fulgurants grâce à son application dans le cadre militaire durant la seconde guerre mondiale, à la fois sur terre, mais aussi à bord d'avions et de sous-marins. Les armées de l'air alliées remarquent notamment que le signal radar est contaminé par des échos causés par les précipitations. Cette réflexion s'avère primordiale dans le développement des radars météorologiques après la guerre. Aujourd'hui les radars constituent des instruments indispensables et privilégiés pour l'étude de l'atmosphère, des nuages, et des précipitations.

L'intérêt majeur des radars météorologiques est qu'ils permettent l'observation de volumes importants en trois dimensions, à distance, et sans interaction directe avec le milieu atmosphérique. Bien que pouvant présenter des caractéristiques techniques très variées, tous les radars météorologiques suivent le même principe de fonctionnement. Plusieurs ouvrages de référence exposent la théorie du radar en détail, comme ceux de [Battan \(1959\)](#), [Sauvageot \(1982\)](#), [Skolnik \(1990\)](#), ou [Doviak et Zrníc \(1993\)](#). Les radars sont des instruments de télédétection active, c'est-à-dire des dispositifs qui émettent une onde électromagnétique dont ensuite ils reçoivent l'écho renvoyé par le milieu sondé. Les radars météorologiques sont des radars à impulsion, c'est-à-dire qu'ils émettent des « paquets » d'ondes à intervalle de temps régulier, par opposition aux radars à émission continue.

La caractéristique principale d'un radar - qui conditionne des particularités techniques souvent différentes- réside dans le choix de la fréquence de l'onde émise. Une large gamme du spectre électromagnétique peut être utilisée. On désigne généralement un radar par la lettre assignée à la bande de fréquence qu'il utilise. Les principaux domaines de fréquences et de longueurs d'onde utilisés pour les radars météorologiques sont représentés sur la [figure 2-4](#). Le choix de la fréquence d'un radar dépend essentiellement de l'application que l'on souhaite en faire. Les plus grandes longueurs d'onde sont généralement utilisées pour des radars nécessitant une très longue portée car elles interagissent très peu avec les constituants atmosphériques. À l'inverse, l'étude des hydrométéores présents dans l'atmosphère implique d'utiliser de courtes longueurs d'onde. Le choix de la longueur d'onde utilisée est primordial car celle-ci doit correspondre aux ordres de grandeur des cibles que l'on souhaite étudier. Si elle est trop petite, l'onde est trop atténuée, et à l'inverse, si elle est trop grande, le bruit instrumental rend les mesures inexploitables.

Quelle que soit la fréquence choisie, les ondes sont tout d'abord générées par un émetteur pendant une durée très brève, puis elles sont focalisées par l'antenne. Elles se propagent alors dans

l'air à la vitesse de la lumière, sous la forme d'un faisceau de forme conique. Lorsqu'elles rencontrent une cible, cette dernière diffuse de l'énergie dans toutes les directions et renvoie alors une part infime du signal électromagnétique dans la direction du radar. On parle de rétrodiffusion de l'onde par la cible. C'est cette part d'énergie rétrodiffusée et réceptionnée par l'antenne qui constitue l'écho radar. Ce dernier est ensuite analysé afin d'en tirer des informations sur la position, la vitesse de déplacement, ou la nature de la cible (taille, forme, propriétés diélectriques). Les radars les plus simples mesurent uniquement l'amplitude du signal rétrodiffusé, qui donne une information sur l'intensité des précipitations. Ils localisent aussi la cible en distance et en direction grâce à l'orientation de l'antenne et au délai entre l'émission de l'onde et sa réception. On parle dans ce cas de récepteurs incohérents. Les récepteurs cohérents, quant à eux, mesurent également la phase du signal. En se basant sur la différence de phase entre l'onde émise et l'onde reçue, ils en déduisent la vitesse radiale de la cible. On parle alors de radar Doppler. Enfin, les radars dits polarimétriques émettent des ondes selon deux polarisations et déduisent de l'information concernant la forme des cibles et leur taille.

Bien que nous verrons dans la suite de ce chapitre que les radars utilisés durant Megha-Tropiques sont des radars Doppler ou polarimétriques, nous avons choisi de ne pas utiliser ce type de données pour la suite de notre étude (ces données étant au centre des travaux des différentes équipes scientifiques du LTHE notamment). C'est pourquoi le fonctionnement de ce type d'appareils ne sera pas explicité ici. Nous développerons uniquement dans la suite de cette section le principe des radars incohérents.

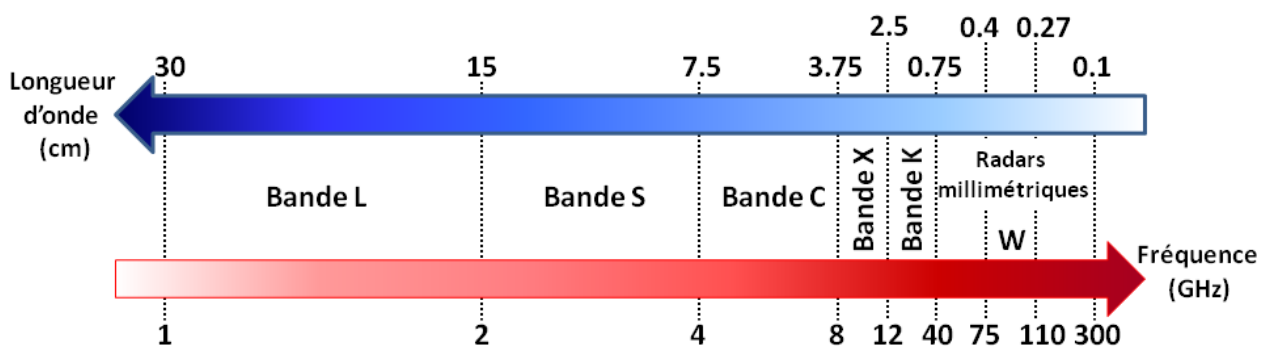


Figure 2-4 : Domaine de fréquences et de longueurs d'onde des radars météorologiques.

Les radars météorologiques fonctionnent selon deux types de balayages principaux. Si leur angle d'élévation n'est pas modifié durant une rotation complète d'azimut (de 0° à 360°), on parle de PPI (Plan Position Indicator). À l'inverse, si l'angle azimutal reste constant mais l'élévation du faisceau du radar varie, on parle de mode RHI (Range Height Indicator).

La [figure 2-5](#) schématise la réalisation d'une mesure PPI selon une élévation d'angle θ . En considérant que les ondes électromagnétiques se propagent dans l'atmosphère à la vitesse de la lumière c , la

mesure du délai Δt entre l'émission de l'onde et la réception de l'écho radar (selon un trajet aller-retour) permet de déterminer la distance r entre le radar et la cible selon l'expression :

$$r = c \cdot \frac{\Delta t}{2} \quad (2.1)$$

Outre sa fréquence, chaque radar est également caractérisé par une distance maximale d'observation, appelée « portée », et au-delà de laquelle deux pulses d'ondes émis consécutivement ne peuvent plus être clairement distingués. En effet, pour mesurer le délai Δt sans ambiguïté, l'écho radar doit être reçu par l'antenne avant que celle-ci émette un nouveau paquet d'ondes. On calcule donc la portée d'un radar r_{max} par l'expression suivante :

$$r_{max} = c \cdot \frac{T_r}{2} \quad (2.2)$$

où T_r représente la période d'émission du radar.

Enfin, la résolution radiale Δr d'un radar mesure sa capacité à distinguer deux cibles distinctes situées dans la même direction et est égale à la moitié de la longueur L de l'impulsion émise :

$$\Delta r = \frac{L}{2} = c \cdot \frac{\tau}{2} \quad (2.3)$$

où τ représente la durée de l'impulsion.

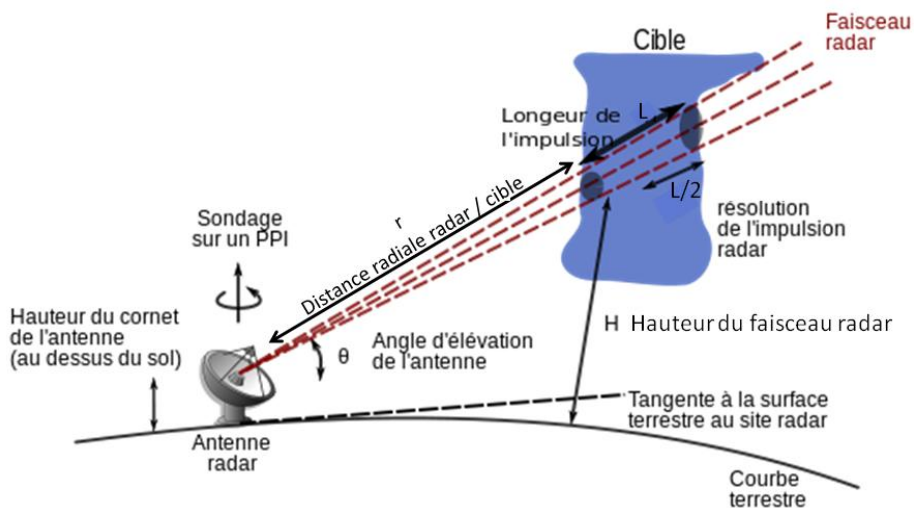


Figure 2-5 : Principe de fonctionnement d'un radar météorologique. Adapté de <http://fr.wikipedia.org>.

Grâce à un pulse d'émission, le radar météorologique sonde donc, non pas une cible ponctuelle et unique, mais plutôt un volume contenant toutes les cibles situées sur un intervalle de distance Δr et contribuant toutes à l'écho rétrodiffusé reçu. Ce volume d'échantillonnage dépend également de

l'ouverture du faisceau du radar. Ce faisceau ayant une géométrie conique, plus la distance radiale est grande plus le volume d'échantillonnage est important. Le calcul de ce dernier est schématisé sur la **figure 2-6**. Représenté par la portion de cône en rouge située à la distance r du radar, on peut voir que ce volume est égal à celui du cylindre vert. On peut donc en approximer la valeur par l'expression :

$$V = \frac{\pi r^2 \theta^2}{4} \cdot \frac{c \tau}{2} \approx \frac{\pi r^2 \theta_{3dB}^2}{4} \cdot \frac{c \tau}{2} \quad (2.4)$$

où θ_{3dB} est l'ouverture du faisceau qui concentre 80% de l'énergie totale rayonnée par l'antenne. Cette valeur est considérée comme la résolution angulaire du radar.

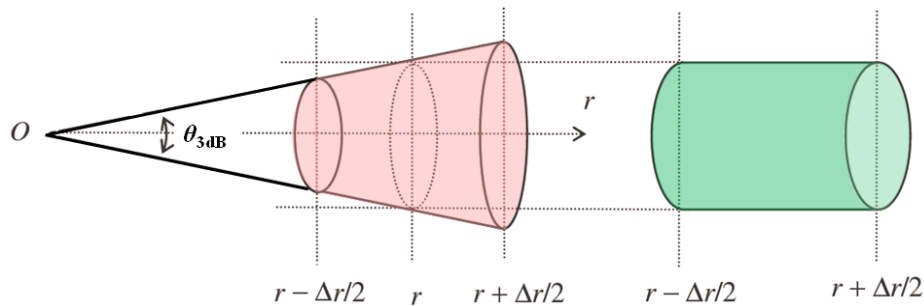


Figure 2-6 : Volume d'échantillonnage d'un radar pour une distance radiale r .

2.2.1.2 Équation radar, facteur de réflectivité, et réflectivité équivalente

L'équation radar établit la relation entre la puissance émise par le radar et la puissance reçue en retour. Elle dépend des caractéristiques du radar, de celles de la cible, et du milieu traversé durant le trajet. On peut l'écrire de manière générale sous la forme :

$$P_r = P_e \cdot \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3} \cdot \frac{\sigma_r}{R^4} \quad (2.5)$$

Avec :

- P_r la puissance reçue (W)
- P_e la puissance émise (W)
- G le gain de l'antenne (dB) : c'est le rapport entre la puissance rayonnée dans le lobe principal et la puissance rayonnée par une antenne de référence isotrope.
- λ la longueur d'onde (m)
- σ_r la section efficace de rétrodiffusion de la cible (m²) : il s'agit de la surface d'une cible idéale qui renverrait la même puissance rayonnée que la cible.
- R la distance radar-cible (m)

Cette équation est valable pour le cas d'une cible unique. Or, comme nous l'avons vu précédemment, l'écho radar reçu par l'antenne résulte de la rétrodiffusion d'un grand nombre de cibles contenues dans le volume d'échantillonnage du radar. On considère que ce volume est homogène et que toutes ces cibles participent au signal électromagnétique avec la même intensité. Dans ce cas, la section de rétrodiffusion de l'ensemble des cibles peut être considérée comme la somme de la section de rétrodiffusion de chacune d'entre elles divisée par le volume d'échantillonnage (cf. équation 2.4). On parle alors de section efficace volumique de rétrodiffusion, ou plus simplement de réflectivité radar η :

$$\eta [m^2.m^{-3}] = \frac{\sum_i \sigma_i}{V} \quad (2.6)$$

En combinant les équations 2.4, 2.5, et 2.6, on obtient alors la relation :

$$P_r = \left(\frac{P_e \cdot \tau \cdot G^2 \cdot \lambda^2 \cdot \theta^2 \cdot c}{512 \cdot (2 \ln 2) \pi^2} \right) \cdot \frac{\eta}{R^2} = \frac{C}{R^2} \cdot \eta \quad (2.7)$$

Le facteur $(2 \ln 2)$ rend compte de la forme gaussienne du faisceau radar (Probert-Jones, 1962), et C est appelée constante radar car elle ne dépend que des caractéristiques du radar employé (puissance émise, longueur d'onde, ouverture du faisceau, etc.).

La réflectivité radar η traduit l'interaction entre les cibles atmosphériques et l'onde émise par le radar. Le calcul général de cette réflectivité peut s'établir grâce aux équations de Maxwell. La théorie de Mie est une solution particulière de ces équations décrivant la diffusion de la lumière par des particules sphériques homogènes. Elle indique que la diffusion par une particule n'est pas isotrope et dépend de la taille de cette particule par rapport à la longueur d'onde. Quand les particules ont une taille très petite devant la longueur d'onde, on peut utiliser l'approximation de Rayleigh qui est un cas limite de la diffusion de Mie.

Selon la théorie de Mie, la section efficace de rétrodiffusion d'une cible sphérique s'écrit :

$$\sigma_{Mie} = \frac{\pi D^2}{4\alpha^2} \left| \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^j (2j+1)(a_j - b_j) \right|^2 \quad (2.8)$$

avec j un entier positif, D le diamètre de la cible et α sa taille réduite de la forme $\alpha = \frac{\pi D}{\lambda}$. Les coefficients de Mie a_j et b_j s'expriment en fonction des polynômes de Legendre et des fonctions de Bessel. Ils dépendent à la fois de la longueur d'onde, de la taille de la cible et de l'indice de réfraction complexe de cette cible.

Dans l'approximation de Rayleigh, la cible a une taille très petite par rapport à la longueur d'onde (donc $\alpha \ll 1$). Dans ce cas, Battan (1959) simplifie l'équation (2.8) en :

$$\sigma_{Rayleigh} = \frac{\lambda^2 \alpha^6}{\pi} |K|^2 = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (2.9)$$

avec

$$K = \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \quad (2.10)$$

où K est la constante diélectrique de la cible, exprimée en fonction de m , indice complexe de réfraction de l'eau. Les valeurs typiques de $|K|^2$ sont de 0,93 pour l'eau liquide et de 0,176 pour la glace.

On obtient alors une nouvelle expression de la réflectivité radar de l'ensemble des cibles contenues dans le volume échantillonné :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 \int_0^\infty N(D) D^6 dD \quad (2.11)$$

où $N(D)$ est le nombre de particules par intervalle de diamètre dD et par unité de volume d'air, en m^{-4} .

Le facteur de réflectivité radar Z est défini comme le moment d'ordre 6 de la distribution des hydrométéores, tel que :

$$Z [mm^6 \cdot m^{-3}] = \int_0^{+\infty} N(D) D^6 dD \quad (2.12)$$

Il existe donc une relation entre la réflectivité radar η et ce facteur de réflectivité Z :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 Z \quad (2.13)$$

Contrairement à la réflectivité radar η , le facteur de réflectivité Z ne dépend pas de la longueur d'onde. Il est donc plus communément utilisé et, par abus de langage, on parle souvent de « réflectivité » au lieu de « facteur de réflectivité ». Les valeurs qu'il peut prendre couvrent plusieurs ordres de grandeur, on utilise donc en général une échelle logarithmique ayant pour unité le décibel Z (dBZ) :

$$Z [dbZ] = 10 \cdot \log (Z [mm^6 \cdot m^{-3}]) \quad (2.14)$$

Dans la pratique, on ne peut pas connaître *a priori* la phase des hydrométéores que l'on souhaite étudier. On ne peut donc pas être sûr de la sphéricité des particules ni savoir quelle valeur de constante diélectrique employer (K de l'eau liquide ou K de la glace). On peut toutefois utiliser le facteur de réflectivité équivalent Z_e , qui représente le facteur de réflectivité « virtuel » qu'aurait le volume échantillonné s'il n'était composé que de cibles liquides et sphériques satisfaisant l'approximation de Rayleigh. Le facteur de réflectivité équivalent n'est alors plus considéré comme le sixième moment de la distribution des gouttes, et contrairement au facteur de réflectivité classique, il dépend de la longueur d'onde utilisée. Il s'exprime sous la forme :

$$Z_e [mm^6 \cdot m^{-3}] = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_w|^2} \int_0^{+\infty} N(D) \sigma(D) dD \quad (2.15)$$

Ce qui permet d'écrire :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_w|^2 Z_e \quad (2.16)$$

Avec K_w la constante diélectrique de l'eau liquide.

La réflectivité radar Z est donc la grandeur de référence pour l'étude d'un nuage. On peut tirer de cette valeur des informations concernant le contenu en eau ou en glace du nuage ou les précipitations au sol. Le taux de précipitation noté R [$mm \cdot h^{-1}$] peut par exemple être lié à la réflectivité radar par des relations de type :

$$Z = aR^b \quad (2.17)$$

où a et b sont des paramètres déterminés de façon empirique selon le type de précipitations rencontrées (convectives, stratiformes, neige, etc.). De nombreuses paramétrisations de la relation Z - R sont ainsi proposées dans la littérature, par exemple, dans [Marshall et al \(1955\)](#) ou [Straka et al. \(2000\)](#).

2.2.1.3 Sources d'erreur dans la mesure de réflectivité par un radar

L'un des avantages de la mesure radar est qu'il s'agit d'une mesure à distance, qui ne nécessite donc pas d'être au cœur du nuage pour le documenter. Cependant, cet avantage pratique s'avère être parfois une source d'erreur importante. En effet, des obstacles ou des phénomènes atmosphériques particuliers peuvent exister sur le trajet entre le radar et la cible visée. De plus, le radar en lui-même est un instrument qui nécessite d'être paramétré au mieux pour obtenir des mesures de réflectivité fiables. Nous allons aborder ici les principales erreurs existant lors de l'utilisation d'un radar, que nous avons schématisées sur la [figure 2-7](#).

➤ Etalonnage du radar : La plupart des caractéristiques intrinsèques du radar sont regroupées dans la constante du radar C de l'équation 2.7. Cette constante mérite d'être connue avec exactitude car elle est primordiale dans le calcul de la réflectivité. Il est donc important d'effectuer un étalonnage précis du radar.

➤ Résolution du radar : comme on l'a vu dans la section précédente, le faisceau radar présente une géométrie conique, ce qui dégrade la résolution de l'image avec la distance au radar. Les champs de réflectivité observés ont une structure plus fine à courte distance.

➤ Effet de masque : si un obstacle (montagne, bâtiment, arbre, etc.) se trouve sur le trajet du faisceau radar et l'intercepte partiellement ou dans sa totalité, alors la zone située à l'arrière de cet obstacle ne peut plus être atteinte par ce faisceau. Le radar est alors dit « aveugle » derrière cet obstacle, et aucune réflectivité ne peut être observée dans cette zone.

➤ Echos de sol et parasites : le faisceau radar (principal ou ses lobes secondaires) peut atteindre le sol et provoque ainsi des échos radars très forts appelés échos de sol qui, même ponctuels et facilement identifiables, contaminent l'image obtenue. Ils peuvent être provoqués par une propagation anormale du faisceau radar qui se courbe vers le bas à cause d'une variation de l'indice de réfraction de l'air avec l'altitude. D'autres cibles que des hydrométéores peuvent aussi se trouver dans le faisceau radar, comme des avions ou des oiseaux. Leur présence produit alors de forts échos appelés échos parasites.

➤ Bande brillante : déjà évoqué dans les sections 1.2.1 et 1.2.3 de ce manuscrit, ce phénomène se traduit par l'existence d'une zone de plus forte réflectivité qui correspond à l'altitude de l'isotherme 0°C , où les hydrométéores glacés entrent en fusion. Dans cette région du nuage, les particules gelées qui sont en général de taille plus importante que des gouttes d'eau liquide sont recouvertes d'une pellicule d'eau, qui rétrodiffuse plus efficacement le signal radar que la glace. Cela crée un fort pic de réflectivité puisque cette grandeur dépend à la fois de la taille des cibles et de leur section efficace de rétrodiffusion.

➤ Atténuation : sur le trajet entre l'antenne du radar et le volume d'échantillonnage, l'onde émise rencontre différents constituants atmosphériques (gaz, des particules nuageuses liquides ou glacées, précipitations, poussières, etc.). Chacun de ces composés absorbe une partie de la radiation et la rediffuse, ce qui diminue progressivement le signal radar. Cette atténuation est donc d'autant plus grande que la cible visée se trouve loin du radar. La nature et la taille des particules rencontrées influent aussi sur l'intensité de l'atténuation. Les cibles situées à l'arrière de ces particules « écran » peuvent être totalement occultées. L'intensité de l'atténuation dépend également de la longueur d'onde utilisée par le radar. Plus la longueur d'onde est petite, plus l'atténuation est importante. Enfin, la présence d'un radome autour de l'antenne radar contribue également à l'atténuation du signal. Il existe de nombreuses méthodes cherchant à évaluer quantitativement et à corriger les phénomènes d'atténuation.

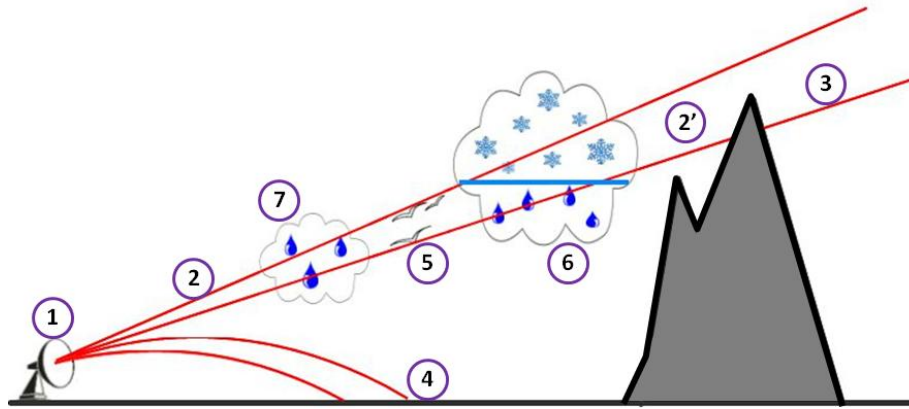


Figure 2-7 : Sources d'erreurs dans la mesure radar. 1) étalonnage de l'appareil, 2 et 2') résolution spatiale, 3) masque partiel, 4) écho de sol, 5) écho parasite, 6) bande brillante, 7) atténuation. Adapté de [Legorgeu \(2013\)](#).

Outre ces sources d'erreur d'ordre technique, il est également important de préciser que le calcul d'une réflectivité radar repose également sur des hypothèses et des approximations rarement vérifiées dans la nature : on admet par exemple que le volume d'échantillonnage sondé par un radar est rempli de façon homogène par un ensemble de cibles sphériques, et identiques en phase et en taille.

2.2.2 Les radars utilisés à Niamey (2010)

Cette section a pour but de faire le point sur les caractéristiques principales des différents radars que nous allons utiliser pour l'étude du chapitre 3.

2.2.2.1 Les radars au sol : MIT et Xport

Durant la campagne de validation de Niamey, deux radars sont installés au sol : le radar du MIT (Massachusetts Institute of Technology) ([Russell et al., 2010](#)) et le radar Xport ([Gosset et al., 2010](#); [Koffi et al., 2014](#)) du LTHE/IRD (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement/Institut de Recherche pour le Développement). Les principales caractéristiques techniques de ces deux radars sont reportées dans le [tableau 2-2](#). Le radar du MIT est un radar Doppler en bande C, avec une longueur d'onde de 5,5 cm, tandis que le radar Xport travaille avec une longueur d'onde plus courte, égale à 3,2 cm. Le radar Xport est également un radar polarimétrique.

La portée maximale du radar MIT est de 150 km, avec une résolution radiale de 250 m. Le radar Xport a une portée maximale de 135 km avec une résolution radiale de 200 m. Cependant, comme on peut le voir sur la [figure 2-8](#), le signal radar Xport est largement atténué au-delà de 85 km. En effet, sa

longueur d'onde est plus courte que celle du MIT, ce qui le rend davantage sujet à l'atténuation (cf. section précédente).

Nom	Fréquence	Portée maximale	Résolution radiale	Largeur du faisceau	Protocole de mesure PPI
MIT	5,5 GHz	150 km	250 m	1,4°	15 PPI jusqu'à 24° en 8 min
Xport	9,4 GHz	135 km	200 m	1,4°	12 PPI jusqu'à 45° en 12 min

Tableau 2-2 : Caractéristiques des radars sol présents à Niamey.

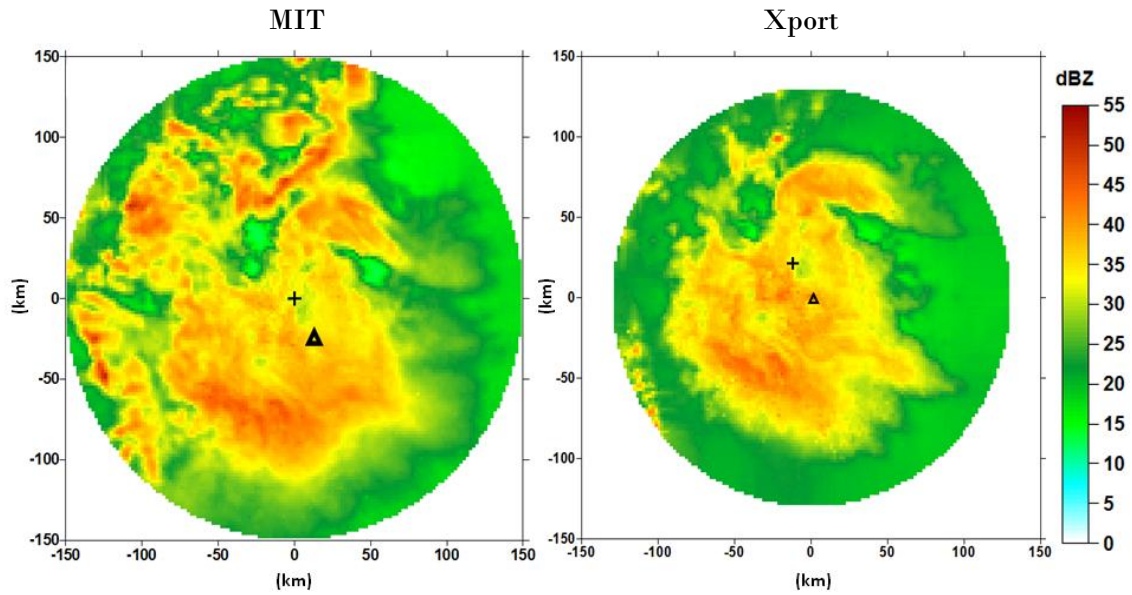


Figure 2-8 : Mesure PPI par les radars de Niamey le 13 Août 2010 à 15h11. La croix (le triangle) représente le radar MIT (Xport). À gauche : mesure MIT avec une élévation de 2.88°. À droite : mesure Xport avec une élévation de 2.62°.

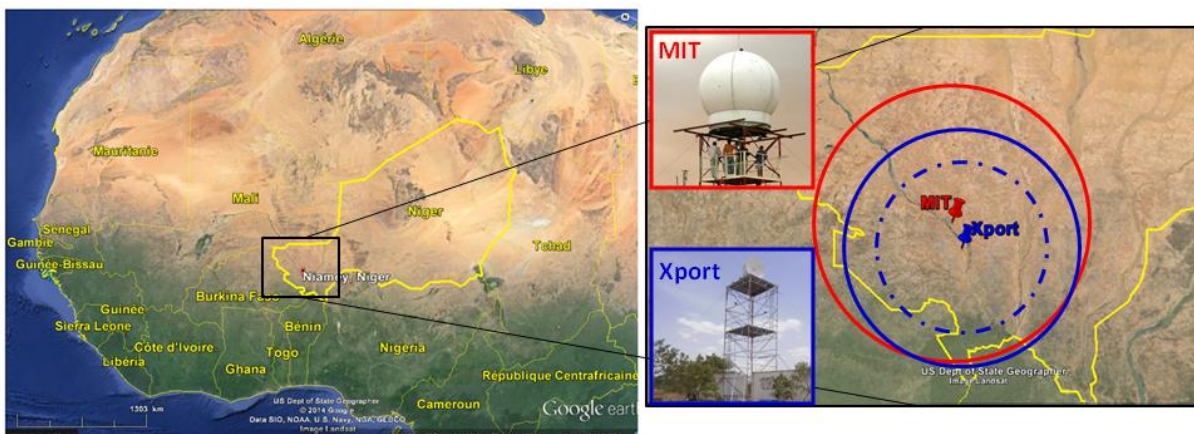


Figure 2-9 : Positions des radars MIT et Xport à Niamey (Niger). Le cercle rouge (bleu) représente la portée maximale du radar MIT (Xport). Le cercle en pointillés bleus représente une portée de 85 km pour le radar Xport en raison de l'atténuation.

Le radar du MIT est implanté sur l'aéroport de Niamey tandis que le Xport se situe à une trentaine de kilomètres au sud-est de l'aéroport. L'emplacement respectif des deux radars est représenté sur la [figure 2-9](#).

Les deux radars suivent le même type de protocole volumique, illustré par la [figure 2-10](#). Ils réalisent une série de PPI à différents angles d'élévation (15 pour le MIT, 12 pour le Xport) permettant d'obtenir une distribution en trois dimensions de la réflectivité. Pour effectuer un scan volumique complet (c'est-à-dire l'ensemble des PPI), le radar MIT met 8 min, tandis que le radar Xport est légèrement plus lent (12 min). Après la réalisation d'un scan volumique, le Xport reprend son protocole depuis le début. Le radar MIT effectue d'abord un scan PPI longue distance (avec une portée de 250 km) puis un scan RHI haute résolution durant 2 min, avant de faire une nouvelle mesure volumique complète.

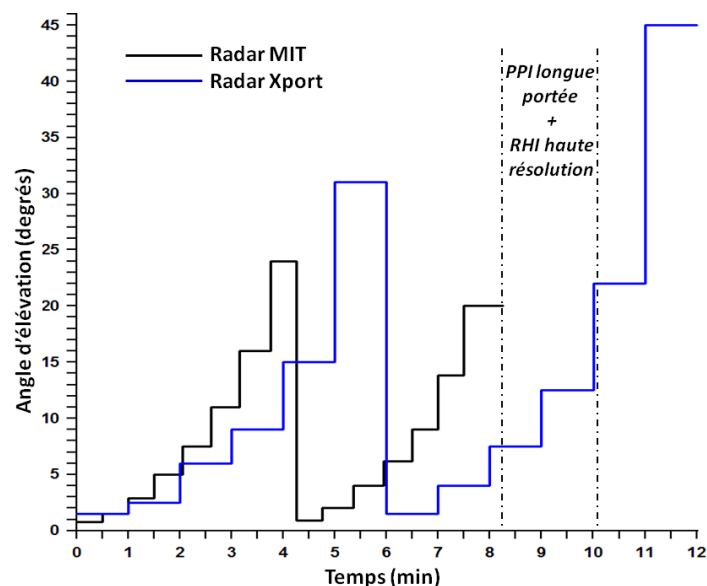


Figure 2-10 : Élévations des différents PPI durant un scan volumique total pour les radars MIT (en noir) et Xport (en bleu).

2.2.2.2 Le radar aéroporté RASTA

Le radar RASTA (Radar Aéroporté et Sol de Télé-détection des propriétés nuageuses) est embarqué à bord du Falcon 20. Les deux radars précédemment présentés (MIT et Xport) utilisent des longueurs d'onde de l'ordre du centimètre pour étudier les précipitations à distance. Le radar RASTA est quant à lui employé au cœur même du système nuageux pour étudier les hydrométéores situés autour de l'avion. Il s'agit donc d'un radar Doppler millimétrique en bande W, avec une longueur

d'onde de 3,2 mm (fréquence de 94 GHz) (Protat et al., 2004; Plana-Fattori et al., 2010). Sa configuration particulière est basée sur 5 antennes qui lui permettent de sonder au-dessus et en dessous de l'avion selon des directions non colinéaires afin de restituer un champ de vent 3D (figure 2-11).

Pour ce travail de thèse, nous n'avons utilisé que les antennes pointant directement à la verticale, au nadir (en bas) et au zénith (en haut). La résolution radiale du radar RASTA est de 60 m et sa portée maximale de 15 km. Ce radar n'étant pas fixe sur la surface terrestre, il n'effectue pas de scans volumiques de type PPI.

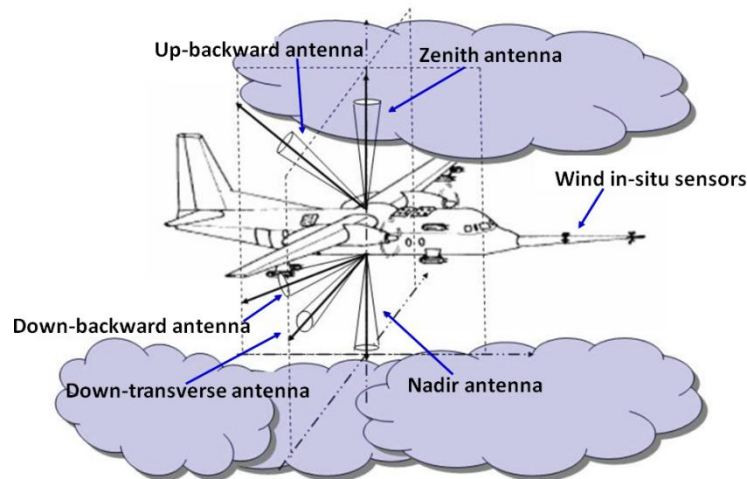


Figure 2-11 : Configuration à 5 antennes du radar embarqué RASTA à bord du Falcon 20. D'après J. Delanoë.

2.3 Bilan du chapitre

À travers ce chapitre, nous avons vu que le projet Megha-Tropiques s'inscrit dans la continuité d'un grand nombre de campagnes internationales visant à décrire et comprendre les phénomènes se déroulant au sein de l'atmosphère tropicale, comme les systèmes convectifs de méso-échelle liés à la mousson.

Megha-Tropiques est avant tout une mission satellitaire basée sur la synergie entre trois instruments de télédétection que sont MADRAS, ScaRaB, et SAPHIR. Cependant, afin de valider les algorithmes de restitution utilisés pour le traitement des données satellites, des études de terrain sont nécessaires. La campagne réalisée durant l'été 2010 à Niamey constitue le cadre de ce travail de thèse. Durant cette campagne sont réalisées des mesures au sol et aéroportées afin de documenter plus précisément la phase glacée des nuages convectifs. En effet, c'est l'amélioration des connaissances sur les cristaux présents dans les nuages (forme, spectres, profils verticaux, etc.) qui est l'un des éléments indispensables pour perfectionner les algorithmes de restitution comme BRAIN.

Des sondes microphysiques embarquées à bord du Falcon 20 permettent d'obtenir les spectres dimensionnels des particules comprises entre 10 et 6400 μm . L'avion de recherche est également équipé du radar RASTA. Au sol, deux radars de différentes longueurs d'onde (MIT et Xport) sont également utilisés pour observer à distance les champs de réflectivité.

Ce travail de thèse cherche à déterminer les outils les plus pertinents afin d'obtenir la meilleure connaissance de la microphysique glacée des nuages tropicaux en Afrique de l'Ouest, indispensable pour valider des algorithmes de restitution satellites tels que celui de Megha-Tropiques. À travers les deux prochains chapitres de ce manuscrit, nous chercherons donc à déterminer l'utilité des mesures aéroportées *in-situ*, des mesures de réflectivité réalisées depuis le sol, et d'un modèle numérique pour aider à la validation de l'algorithme BRAIN.

Le premier objectif de cette thèse, qui sera développé dans le chapitre 3, est de comparer les caractéristiques nuageuses issues de deux types de mesures : les mesures *in-situ* et les mesures de télédétection depuis le sol. Les données *in-situ*, réalisées au sein du nuage, sont ponctuelles dans le temps et l'espace, tandis que les scans volumiques des radars au sol constituent une base de données à plus grande échelle et à distance, pouvant être automatisées. Il est donc intéressant de confronter les valeurs de réflectivité obtenues, d'une part grâce aux mesures aéroportées, d'autre part grâce aux mesures des radars au sol colocalisées sur la trajectoire de l'avion. Nous nous intéresserons également à la relation existant entre le contenu en glace et la réflectivité radar mesurée d'une part depuis le sol et d'autre part depuis l'avion. De cette façon, nous chercherons à analyser si les mesures *in-situ* sont indispensables pour aider à la validation d'un algorithme de restitution satellitaire tel que BRAIN ou si elles peuvent être abandonnées au profit des seules mesures réalisées depuis le sol.

Un autre aspect essentiel de Megha-Tropiques et de beaucoup d'autres programmes de recherche en physique de l'atmosphère repose sur l'amélioration et la validation des nombreux modèles météorologiques existants. En effet, la modélisation numérique est un outil peu coûteux et facile à mettre en œuvre, contrairement aux mesures de terrain, et l'on peut imaginer que son amélioration pourrait, à terme, permettre de remplacer ces campagnes de mesures. Le modèle WRF (Weather Research and Forecasting) est l'un des plus communément utilisés par la communauté scientifique. À travers le chapitre 4 de ce manuscrit, nous évaluerons donc les capacités de ce modèle méso-échelle à reproduire les caractéristiques d'une ligne de grains africaine, grâce à une étude de cas tirée de la campagne de validation Megha-Tropiques de Niamey. Ainsi, nous évaluerons les performances actuelles de ce modèle et la pertinence de son utilisation dans le cadre de la validation d'un algorithme de restitution satellite.

CHAPITRE 3 : CONFRONTATION ENTRE LES MESURES AEROPORTEES ET LES REFLECTIVITES OBSERVEES DEPUIS LE SOL DURANT MEGHA-TROPIQUES

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté les principales caractéristiques techniques des sondes microphysiques embarquées à bord de l'avion français Falcon 20 ainsi que celles des radars utilisés durant la campagne Megha-Tropiques de Niamey. Dans celui-ci, nous allons confronter ces différents jeux de données.

Pour cela, nous exposerons tout d'abord des études qui ont déjà permis de comparer des mesures radars avec des observations microphysiques aéroportées. Nous présenterons également l'intérêt de la campagne Megha-Tropiques pour réaliser une nouvelle comparaison entre ces deux types de données.

Par la suite, nous aborderons des éléments de notre méthodologie concernant d'une part la restitution des valeurs de réflectivité à partir des observations microphysiques aéroportées, d'autre part la colocalisation des mesures effectuées par les radars au sol sur la trajectoire de l'avion.

Ensuite, nous présenterons les différents résultats de cette étude. Une comparaison entre les jeux de données des deux radars au sol (MIT et Xport) sera effectuée. Puis nous analyserons la confrontation entre les réflectivités calculées à partir des observations aéroportées et celles mesurées depuis le sol. Plusieurs vols de la campagne de Niamey seront examinés afin de comprendre les différences existantes. Enfin, nous étudierons le lien entre le contenu en glace des nuages échantillonnés et les réflectivités mesurées depuis le sol pour les nuages rencontrés lors de cette campagne.

Ce chapitre est adapté d'une publication récemment soumise à la revue scientifique *Journal of Applied Meteorology and Climatology*.

3.1 Études de référence et problématique

Depuis plusieurs dizaines d'années, la communauté scientifique a cherché à mieux comprendre les mesures radars et à les interpréter plus précisément en fonction du contenu microphysique des nuages. Pour cela, de nombreux projets de recherche ont été élaborés afin de

comparer les signaux radars avec des observations microphysiques à l'intérieur des systèmes nuageux et des précipitations. C'est le cas notamment des travaux de Brandes et al. (1995), Matrosov et al. (2002), Lawson et Zuidema (2009), ou de Zong et al. (2013). La comparaison de ces différents jeux de données (radars sol et mesures aéroportées) se heurte principalement à deux difficultés. D'une part, la colocalisation précise des deux types de mesures à la fois dans le temps et dans l'espace est un enjeu important pour ce genre d'analyse. D'autre part, la restitution du contenu du nuage en eau condensée (LWC pour Liquid Water Content et IWC pour Ice Water Content) et celle de la réflectivité à partir de la mesure *in-situ* des distributions en nombre des hydrométéores joue un rôle essentiel dans la fiabilité des résultats. Cette seconde difficulté prend une importance accrue lorsque l'on veut traiter des nuages glacés, car la forme complexe et irrégulière des cristaux doit être prise en considération pour le calcul de la réflectivité.

Afin de faciliter la colocalisation des observations aéroportées et le faisceau d'un radar situé au sol, la mise au point de stratégies de mesures coordonnées est une méthode particulièrement appropriée. Par exemple, il est judicieux d'utiliser un protocole de mesure radar sous forme de RHI (balayage vertical à azimuth constant) tout en effectuant un vol instrumenté dans le plan de ce RHI, comme le schématise la figure 3-1. Cette méthode est notamment employée dans les travaux de Hogan et al. (2006), Field et al. (2004), et Plank et al. (1980). Dans ces différentes études, la position du volume d'échantillonnage du radar et celle de l'avion diffèrent au maximum de 1,5 km l'une de l'autre, tandis que temporellement des écarts de plusieurs minutes peuvent exister. Lorsque les échantillonnages réalisés par l'avion et par le radar ne sont pas simultanés, les données aéroportées sont décalées spatialement en utilisant la composante du vent mesurée dans la direction de l'azimut du radar.

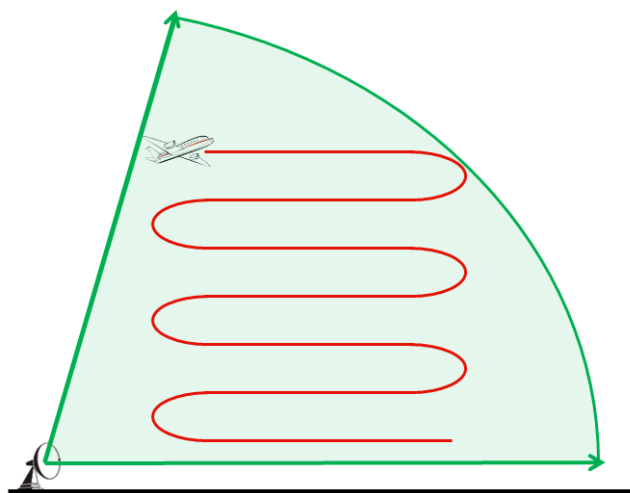


Figure 3-1 : Stratégies de mesure coordonnées entre le balayage RHI d'un radar au sol et le vol d'un avion dans le même plan.

Durant la campagne MAP 1999 (Mesoscale Alpine Program), [Plummer et al. \(2010\)](#) utilisent à la fois des scans RHI et PPI pour colocaliser le volume d'échantillonnage du radar et l'avion, sans utiliser la stratégie de mesures coordonnées présentée précédemment. Comme pour les travaux de [Hogan et al. \(2006\)](#), le décalage temporel entre l'impulsion du radar et la mesure aéroportée est corrigé grâce à la mesure du vent. La trajectoire de la parcelle d'air entourant l'avion est calculée sur une période de 5 minutes en amont et en aval de la position de l'appareil à un instant donné. Cela permet d'identifier les voxels radars (ou pixels 3D) responsables de l'observation microphysique *in-situ*. Cette méthode colocalise les deux jeux de données avec une grande précision, inférieure au kilomètre.

L'ensemble des études citées jusqu'à présent utilise des radars au sol. Les travaux de [Heymsfield et al. \(2005\)](#) quant à eux, colocalisent les observations réalisées à bord d'un avion dans le nuage avec un second avion instrumenté qui se déplace à haute altitude, dans la stratosphère. Ce dernier est équipé de radars centimétrique et millimétrique dirigés vers le bas. Malgré la distance importante séparant les deux avions, on obtient une bonne concordance spatiale et temporelle entre les différents jeux de données.

Les travaux de [Heymsfield et al. \(2005\)](#) et ceux de [Hogan et al. \(2006\)](#) sont deux études qui comparent de manière quantitative des valeurs de réflectivité mesurées grâce à des radars centimétriques et des valeurs de réflectivité calculées à partir d'observations microphysiques *in-situ*. Dans ces deux études, le contenu en glace IWC et la réflectivité sont calculés à partir de la mesure des distributions en taille des particules (ou PSD pour Particle Size Distribution) et en utilisant une relation masse-diamètre de type $m = \alpha \cdot D^\beta$ (où m représente la masse et D le diamètre). Seule la détermination des coefficients α et β diffère. Pour [Heymsfield et al. \(2005\)](#), ces derniers sont calculés à partir de la mesure de l'IWC effectuée par un Cloud Virtual Impactor (ou CVI) embarqué à bord de l'avion. L'étude de [Hogan et al. \(2006\)](#) utilise, quant à elle, des coefficients α et β de référence fournis par [Brown et Francis \(1995\)](#). Les nuages échantillonnés par [Heymsfield et al. \(2005\)](#) se situent au-dessus de la Floride, en haute troposphère, avec des températures variant entre -25 et -50°C, tandis que l'étude de [Hogan et al. \(2006\)](#) est consacrée à des systèmes rencontrés entre 4 et 8 km d'altitude, avec des températures entre -9 et -32°C, au-dessus de l'Angleterre. Malgré ces différences, les deux publications démontrent que des valeurs d'IWC peuvent être restituées grâce à des mesures réalisées par des radars millimétriques ou centimétriques. Cependant, la portée de ces études reste limitée car on analyse des nuages glacés présentant un contenu en glace (ou IWC) typiquement inférieur à $0,3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$ et des valeurs de réflectivité variant entre -20 et 20 dBZ. Dans les rares cas où le nuage glacé est dense, avec des réflectivités supérieures à 10 dBZ, [Heymsfield et al. \(2005\)](#) déterminent une relation entre IWC et réflectivité très différente de celle obtenue dans les situations où le nuage présente un contenu en glace et une réflectivité plus faibles.

Contrairement aux travaux présentés ci-dessus, la campagne de validation Megha-Tropiques qui s'est déroulée en Août 2010 à Niamey a permis de documenter des nuages glacés denses, avec des réflectivités variant souvent entre 15 et 35 dBZ, et des contenus en glace bien plus importants, de l'ordre de 0,1 à 4 g.m⁻³. Les vols se sont déroulés dans la partie stratiforme de systèmes convectifs, entre 5,2 et 10,5 km d'altitude. Notre étude a donc pour but d'analyser la relation entre IWC et réflectivité pour des radars centimétriques (principalement celui du MIT) dans ces enclumes. De plus, alors que les travaux de [Heymfield et al. \(2005\)](#) ou de [Hogan et al. \(2006\)](#) présentent un nombre restreint de points d'observations pendant des périodes inférieures à 10 minutes, nous avons choisi d'utiliser la totalité des observations *in-situ*, sous réserve que l'avion reste dans la zone de portée des radars au sol, ce qui représente, selon les vols, des durées variant de 30 minutes à 2,5 heures.

Dans la prochaine section de ce chapitre, nous présenterons donc la méthodologie utilisée afin de réaliser notre étude.

3.2 Méthodologie

Pour confronter les mesures effectuées par les radars au sol avec les observations aéroportées, deux aspects de méthodologie doivent être mis au point. D'une part, la mesure *in-situ* des spectres (ou PSD pour Particle Size Distribution) est utilisée pour calculer le contenu en glace du nuage ainsi que la réflectivité. D'autre part, la colocalisation des données radars sol avec la trajectoire de l'avion est le second élément déterminant pour obtenir des résultats fiables.

3.2.1 Calcul de la réflectivité et du contenu en glace à partir des mesures aéroportées

Comme nous l'avons vu dans les sections 2.1.2.2 et 2.2.2.2 de ce manuscrit, l'avion français Falcon 20 employé durant la campagne Megha-Tropiques de Niamey embarque à son bord le radar RASTA (de fréquence 94 GHz) et un ensemble de sondes microphysiques de dernière génération (2D-S et PIP) permettant de mesurer les particules (gouttelettes et cristaux de glace) dont la taille est comprise entre 10 µm et 6,4 mm. L'ensemble des observations aéroportées a lieu entre 3500 et 10500 m d'altitude. Quel que soit le vol considéré, le niveau de fonte est toujours situé à 4,7 km. Par conséquent, les mesures microphysiques documentent à la fois des régions où le nuage est en phase liquide, mixte et glacée. Nous avons choisi de consacrer notre étude uniquement aux zones glacées de

l'enclume des MCS, avec une absence totale de gouttelettes, car, comme nous l'avons indiqué précédemment, c'est la connaissance de la microphysique glacée qui doit être améliorée dans le but d'aider à valider les algorithmes de télédétection satellitaires.

Les détecteurs embarqués à bord du Falcon 20 excluent les régions où l'eau surfondue est présente. Les données issues des sondes microphysiques sont analysées avec une résolution temporelle de 1 seconde. Fontaine et al. (2014) donnent une description technique de cette analyse, et la méthodologie présentée dans la suite de ce paragraphe est elle-même basée sur les travaux de thèse d'E. Fontaine (2014). La figure 3-2 présente des exemples d'images en deux dimensions issues du traitement des sondes microphysiques CIP et PIP.



Figure 3-2 : Exemples d'images des particules glacées obtenues grâce aux sondes microphysiques CIP et PIP de la campagne Megha-Tropiques 2010 de Niamey. À gauche : D_{\max} compris entre 20 et 40 pixels. À droite : $D_{\max} > 40$ pixels.

Les sondes embarquées à bord du Falcon 20 permettent donc de connaître plusieurs grandeurs caractéristiques des particules contenues dans le nuage :

- la taille maximale de chaque hydrométéore D_{\max} : elle correspond à la longueur maximale du cristal visible sur les images à deux dimensions fournies par les sondes,
- la distribution en nombre des particules selon leur taille $N(D_{\max})$,
- la distribution de « l'aspect ratio » des particules selon leur taille $A_s(D_{\max})$: « l'aspect ratio » donne une information sur la forme des cristaux. Il est égal à :

$$A_s = \frac{H}{D_{\max}} \quad (3.1)$$

où H est la longueur maximale du cristal dans la direction perpendiculaire à l'axe de D_{\max} .

De plus, le radar embarqué RASTA fournit des mesures de réflectivité à la fréquence de 94 GHz. On interpole linéairement les valeurs situées à 360 m au nadir et au zénith de l'avion pour connaître la réflectivité à la position de l'avion : Z_{obs}^{94GHz} .

Ces quatre grandeurs de base (D_{max} , $N(D_{max})$, $A_s(D_{max})$ et Z_{obs}^{94GHz}) permettent donc le calcul du contenu du nuage en glace puis de la réflectivité en bande C (pour pouvoir la comparer au radar MIT). Dans ce but, l'étape essentielle du traitement consiste à trouver une loi masse-diamètre représentant correctement la population de particules étudiée. La méthodologie aboutissant à cette relation masse-diamètre est résumée à travers la [figure 3-3](#). Une description détaillée de cette méthode est disponible dans les travaux de [Fontaine et al. \(2014\)](#).

Dans un premier temps, on cherche à confronter la réflectivité mesurée par le radar embarqué RASTA avec la réflectivité *in-situ* calculée à 94 GHz. Pour déterminer cette dernière, on utilise les PSD déterminées par les sondes microphysiques grâce à l'équation :

$$Z_{calc}^{94GHz} = \int N(D_{max}) \cdot \sigma_{back}^{94GHz} dD_{max} \quad (3.2)$$

avec $N(D_{max})$ la distribution en nombre des particules, et σ_{back}^{94GHz} le coefficient de rétrodiffusion des hydrométéores.

Pour calculer ce dernier, on utilise la méthode dite « T-matrice », développée par [Mishchenko et al \(1996\)](#). Cette technique considère les cristaux de glace comme des sphéroïdes aplatis, ou ellipsoïdes. On obtient des informations concernant la forme moyenne des cristaux grâce à la mesure de « l'aspect ratio », selon l'équation :

$$\overline{A_s} = \int A_s(D_{max}) dD_{max} \quad (3.3)$$

Le calcul du coefficient de rétrodiffusion nécessite aussi de connaître l'indice de réfraction des particules de glace pour la longueur d'onde utilisée. Comme dans les travaux de [Maxwell-Garnet \(1904\)](#), on suppose ici que les cristaux peuvent être considérés comme un mélange de glace et d'air. L'indice de réfraction d'une telle particule dépend donc de l'indice de réfraction de l'air (égal à 1), de celui de la glace (égal à 1,31), et enfin de la fraction de glace (notée x_{glace}) contenue dans ce cristal. Cette dernière s'écrit :

$$x_{glace} = \frac{m_{cryst}}{\rho_{glace} V_{cryst}} \quad (3.4)$$

avec $\rho_{glace} = 0,917 \text{g.cm}^{-3}$.

Le volume d'un cristal se calcule par l'équation :

$$V_{cryst} = \frac{\pi}{6} \cdot D_{max}^3 \cdot A_s \quad (3.5)$$

Et sa masse est déterminée par la loi masse-diamètre :

$$m_{cryst} = \alpha \cdot D_{max}^\beta \quad (3.6)$$

Les coefficients α et β jouent donc un rôle majeur dans le calcul de la proportion de glace contenue dans un cristal, et donc dans son indice de réfraction. Par conséquent, le calcul de la réflectivité *in-situ* Z_{calc}^{94GHz} est dépendant de ces deux coefficients. Pour les déterminer, on réalise un calcul variationnel itératif qui compare la réflectivité calculée Z_{calc}^{94GHz} avec la réflectivité observée par le radar RASTA Z_{obs}^{94GHz} et qui ajuste la valeur de α et β pour réduire au maximum l'écart entre ces grandeurs. Une discussion détaillée concernant la valeur de ces coefficients pour la campagne Megha-Tropiques de Niamey est proposée par Fontaine et al. (2014).

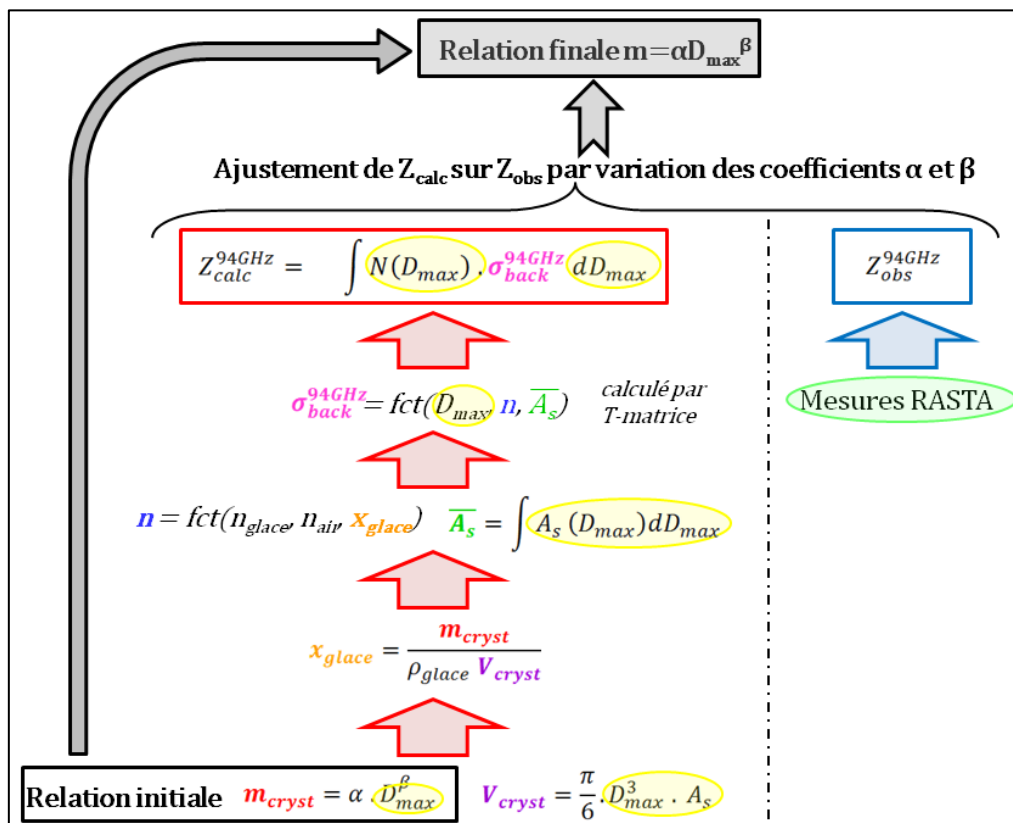


Figure 3-3 : Méthodologie mise en place pour déterminer les coefficients α et β de la loi masse-diamètre. Les termes entourés en jaune (resp. vert) indiquent les grandeurs directement fournies par les mesures des sondes microphysiques (resp. le radar RASTA).

La détermination de la loi masse-diamètre adaptée à la population de cristaux étudiée permet ensuite de calculer le contenu en glace IWC grâce à l'équation :

$$IWC = \int_{50 \mu m}^{6,4 mm} N(D_{max}) \cdot \alpha D_{max}^{\beta} \cdot dD_{max} \quad (3.7)$$

Pour établir la réflectivité *in-situ* non plus à 94 GHz mais cette fois en bande C (comme le radar MIT) ou X (comme le radar Xport), on abandonne le calcul du coefficient de rétrodiffusion présenté précédemment au profit de l'approximation de Rayleigh. Les particules sont toujours considérées comme des ellipsoïdes, et on suppose que leur axe de dimension maximale est orienté horizontalement (Hogan et al., 2012). On a alors l'équation :

$$Z_{in-situ} = 10^{18} \frac{|K_{glace}|^2}{|K_{eau}|^2} \int_{50 \mu m}^{6,4 mm} N(D_{max}) D_{eq}^6 \left| \frac{n_{glace}^2 - 1}{1 + P_h \cdot (n_{glace}^2 - 1)} \right|^2 dD_{max} \quad (3.8)$$

Avec Z en $mm^6 \cdot m^{-3}$, K_{eau} et K_{glace} les constantes diélectriques de l'eau liquide et de la glace, et n_{glace} l'indice de réfraction complexe de la glace.

P_h exprime la polarisation de l'onde radar. En effet, le radar MIT émet des ondes polarisées horizontalement (Williams et al., 1989). Le radar Xport, quant à lui, effectue deux types de polarisation (horizontale et verticale), mais nous ne traiterons dans notre étude que de la polarisation horizontale. Dans ces conditions, la présence de particules ellipsoïdes est exprimée grâce au facteur de polarisation P_h tel que :

$$P_h = \frac{1}{2e} \left(1 - \sqrt{\frac{1 - e^2}{e^2} \arcsin(e)} \right) - \frac{1}{2} \quad (3.9)$$

où e représente l'excentricité de la particule d'après la relation :

$$e = \sqrt{1 - A_s(D_{max})} \quad (3.10)$$

Enfin, le calcul de $Z_{in-situ}$ de l'équation 3.8 utilise le diamètre équivalent des particules D_{eq} , défini par :

$$D_{eq} = \min \left[D_{max}, \sqrt[3]{\frac{6\alpha}{\pi \rho_{glace}} D_{max}^{\beta}} \right] \quad (3.11)$$

Dans cette section, nous avons donc présenté la stratégie de calcul globale aboutissant au calcul du contenu glacé du nuage (équation 3.7) et à celui de la réflectivité *in-situ* à la même longueur d'onde que les radars au sol (équation 3.8). Ce sont ces deux grandeurs qui seront étudiées dans la suite de ce chapitre. Nous avons également mis en évidence l'importance de la relation masse-diamètre dans la méthode de restitution de ces deux grandeurs.

3.2.2 Colocalisation des données radars sol sur la trajectoire de l'avion

Dans la section 2.2.2.1, nous avons présenté les caractéristiques techniques des radars MIT et Xport, ainsi que leur protocole volumique de mesure permettant d'obtenir une distribution spatiale à trois dimensions de la réflectivité toutes les 10 minutes (resp. 12 minutes) pour le radar MIT (resp. Xport). Nous avons également mis en évidence l'atténuation importante du signal du Xport au-delà de 85 km. Or, durant les vols effectués par le Falcon 20 pendant la campagne Megha-Tropiques, l'avion se trouve souvent à plus de 80 km de distance des radars sol. Par conséquent, nous avons choisi de restreindre notre comparaison entre la réflectivité *in-situ* et la réflectivité mesurée depuis la surface uniquement au radar MIT. Les données du radar Xport seront néanmoins exploitées pour valider les valeurs du MIT, comme nous le verrons dans la section 3.3.1.

Durant la campagne Megha-Tropiques 2010, l'avion a souvent volé dans la portée des radars sol, ce qui permet une analyse croisée des observations microphysiques et des réflectivités mesurées depuis le sol. Cependant, les plans de vols n'ont pas été élaborés dans le but de mettre en place une stratégie de mesures coordonnées comme celle des travaux de [Plank et al. \(1980\)](#) ou [Hogan et al. \(2006\)](#) présentés dans la section 3.1. Par conséquent, il est très rare que l'avion et les radars sol aient échantillonné le même endroit du nuage, au même instant.

Nous avons décidé de ne pas restreindre notre analyse à ces seuls points d'observations mais plutôt d'utiliser l'ensemble des mesures microphysiques aéroportées réalisées à une distance inférieure à la portée maximale des radars sol. Par conséquent, pour colocaliser la position de l'avion et le volume d'échantillonnage des radars, on a dû utiliser une méthodologie regroupant une interpolation spatiale et une interpolation temporelle. Notre technique de colocalisation spatiale s'appuie largement sur les travaux de [Plummer et al. \(2010\)](#).

3.2.2.1 Interpolation spatiale

Durant les vols, la position de l'avion est mesurée par un GPS (Global Positioning System), qui indique les coordonnées géographiques de l'appareil (longitude, latitude, altitude) avec une très grande précision (au $100\,000^{\text{ème}}$ de degré). Dans un premier temps, ces coordonnées sont transformées dans un repère cartésien ayant pour origine le centre de la Terre. Dans nos calculs, nous avons considéré un rayon terrestre égal à 6376 km, car tous les vols se sont déroulés entre 10 et 14°N de latitude. Les coordonnées géographiques du radar au sol étant elles aussi connues, on peut les exprimer dans le même repère cartésien. Il devient alors possible de connaître les coordonnées de l'avion dans un nouveau repère cartésien ayant pour origine le radar sol (par simple soustraction). Enfin, une dernière transformation permet d'exprimer la position de l'avion dans un repère sphérique dont l'origine est le radar au sol. On obtient donc les coordonnées de l'avion en terme de distance r , d'azimut θ et d'élévation φ . L'ensemble des équations permettant ces transformations successives ne sera pas présenté ici mais celles-ci sont disponibles dans l'annexe de [Plummer et al. \(2010\)](#).

Après avoir exprimé la position de l'avion dans le repère sphérique du radar sol, il devient alors possible d'identifier 8 mesures de réflectivité radar entourant cette position. La [figure 3-4](#) illustre cette étape. Sur ce schéma, les 8 sommets de la « boîte » entourant l'avion sont considérés comme ponctuels, alors que dans la réalité l'ouverture du faisceau radar implique qu'il s'agisse de volumes (de plus en plus grands en s'éloignant du radar).

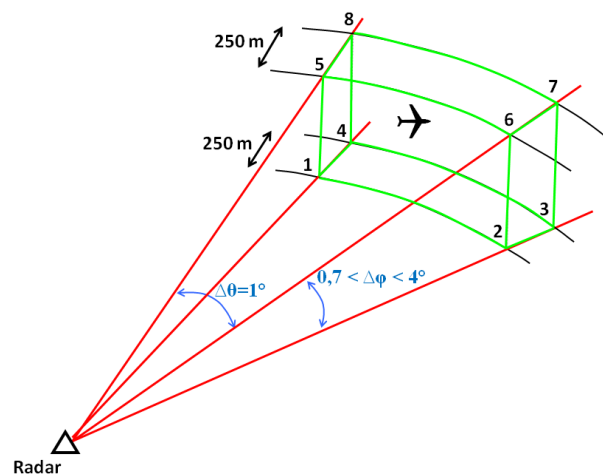


Figure 3-4 : Localisation de l'avion entre 8 points d'observation radar. Les valeurs numériques indiquées sont valables pour le radar MIT.

Une interpolation est alors nécessaire afin d'évaluer la réflectivité $Z(r)$ (en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$) à la position exacte de l'avion en utilisant les 8 valeurs Z_i qui l'entourent.

Pour cela, nous avons utilisé l'algorithme appelé « inverse distance », qui s'écrit sous la forme :

$$Z(r) = \frac{\sum_1^8 w_i \cdot Z_i}{\sum_1^8 w_i} \quad (3.12)$$

avec :

$$w_i = \frac{1}{r - r_i} \quad (3.13)$$

où $(r-r_i)$ représente la distance entre l'avion et le « point » de mesure i .

La [figure 3-4](#) permet de comprendre que la géométrie des mesures radars implique que la taille de la « boîte » entourant l'avion est fortement dépendante de la distance au radar et de l'élévation. Le rôle de ces deux variables est également illustré par la [figure 3-5](#). La divergence du faisceau radar engendre une augmentation significative avec la distance de la taille du volume du voxel documenté par l'appareil. Jusqu'à une élévation de 9°, les scans de mesure sont denses et vont même jusqu'à se recouper, permettant de couvrir l'ensemble de l'épaisseur atmosphérique. En revanche, pour les élévations supérieures, des écarts apparaissent entre les scans successifs, conduisant à l'introduction d'incertitudes lors de l'interpolation entre deux élévations.

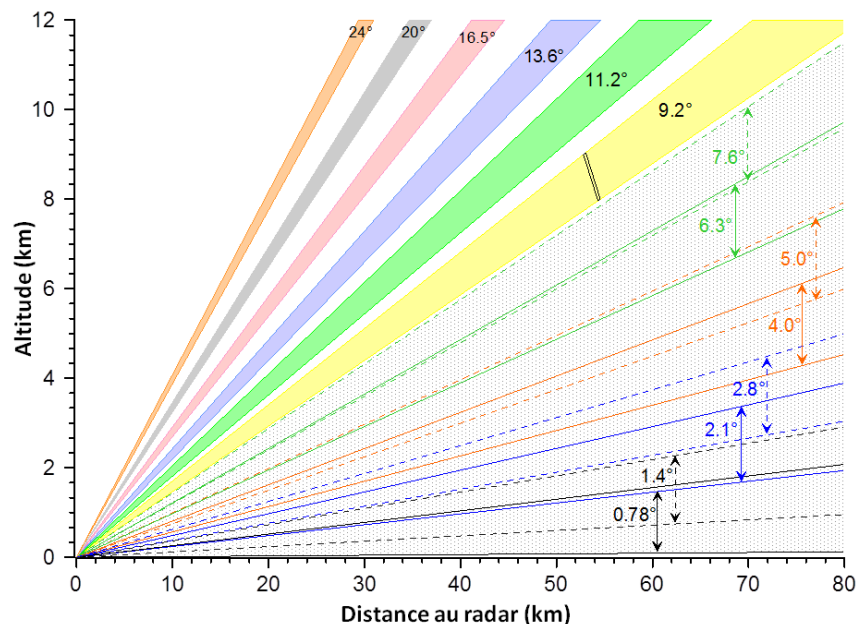


Figure 3-5 : Divergence du faisceau radar pour les différentes élévations du radar MIT. Le rectangle noir illustre la taille du volume d'échantillonnage du radar à 50 km de distance et à 8 km d'altitude.

3.2.2.2 Interpolation temporelle

Pour l'interpolation temporelle, nous avons utilisé une approche linéaire. Le protocole de mesure du radar MIT (resp. Xport) implique que chaque point P de coordonnées (r, θ, φ) soit observé toutes les 10 min (resp. 12 min). Par conséquent, la valeur de réflectivité au point P peut être calculée à tout instant en utilisant la tendance mesurée durant le scan précédent $\partial_t Z^-$ ou le scan suivant $\partial_t Z^+$ pour cette même position. Le choix de l'utilisation de l'une de ces deux valeurs est dicté par leur différence temporelle respective avec l'observation aéroportée. On utilise la tendance la plus proche temporellement de la mesure de l'avion. On a alors :

$$Z(t_{avion}, r, \theta, \varphi) = Z(t_{radar}, r, \theta, \varphi) + \partial_t Z^\pm(r, \theta, \varphi) \cdot \Delta t \quad (3.14)$$

avec

$$\Delta t = t_{avion} - t_{radar} \quad (3.15)$$

En employant cette méthode d'interpolation linéaire, la différence temporelle entre la mesure de l'avion et l'observation radar à la même position est toujours inférieure à 5 minutes pour le radar MIT, et inférieure à 6 minutes pour le Xport.

Ce décalage temporel est corrigé dans les travaux de [Plummer et al. \(2010\)](#) ou de [Hogan et al. \(2006\)](#) grâce à des mesures de vent, comme nous l'avons indiqué dans la section 3.1. Cependant, cette technique n'a pas été appliquée pour notre étude. En effet, lors de la campagne Megha-Tropiques de Niamey, les vols se sont déroulés dans les zones stratiformes de systèmes convectifs intenses. Le Falcon 20 a observé d'importantes fluctuations de vent (à la fois en direction et en vitesse) sur des distances de quelques kilomètres. De plus, durant les vols de cette campagne, l'avion a changé très souvent de direction, impliquant de rapides variations de conditions dynamiques.

À travers la section 3.2, nous avons présenté la méthodologie employée afin de déterminer :

- les contenus en glace et la réflectivité à partir de l'instrumentation embarquée à bord du Falcon 20,
- les valeurs de réflectivité mesurées par les radars au sol le long de la trajectoire de l'avion et les plus proches possibles temporellement des observations aéroportées.

Dans la suite de ce chapitre, nous allons présenter les différents résultats obtenus grâce à ces différents jeux de données.

3.3 Résultats et discussions

3.3.1 Comparaison entre les réflectivités colocalisées des deux radars sol

Comme nous l'avons déjà précisé, les données du radar Xport ne sont pas utilisées pour la comparaison entre les réflectivités observées depuis le sol et celles calculées grâce aux mesures *in-situ*. Cependant, les mesures de ce radar peuvent être confrontées à celles du radar MIT afin de déterminer si ces dernières nécessitent une correction. Pour cela, nous avons choisi de nous intéresser à 3 vols spécifiques de la campagne Megha-Tropiques 2010 : le vol 18 (après-midi du 13 août), le vol 20 (nuit du 17 août), et le vol 23 (matin du 26 août). En effet, les données du radar Xport de ces trois vols étaient les seules disponibles au moment de notre étude.

Dans un premier temps, on réalise une simple analyse statistique des jeux de données. À travers la [figure 3-6](#), on peut voir la distribution des réflectivités des radars Xport et MIT pour les trois vols. Nous limitons ici notre étude aux réflectivités supérieures à 15 dBZ. De plus, seuls les points d'observations situés à moins de 12 km d'altitude et à une distance inférieure à 80 km du radar Xport sont pris en considération. On obtient alors entre $10 \cdot 10^6$ et $25 \cdot 10^6$ valeurs de réflectivité mesurées par chaque radar pour chacun des trois vols étudiés. On observe clairement un décalage entre les courbes représentant les données MIT et celles du Xport. Le radar MIT surestime très largement les faibles réflectivités, tandis qu'il sous-estime les valeurs les plus grandes, représentant les fortes précipitations. De plus, quel que soit le vol considéré, la distribution des réflectivités du radar Xport montre deux modes distincts : un premier situé entre 25 et 30 dBZ, et un second entre 35 et 40 dBZ. La présence de ces deux modes est moins évidente pour le radar MIT, en particulier pour le vol 18.

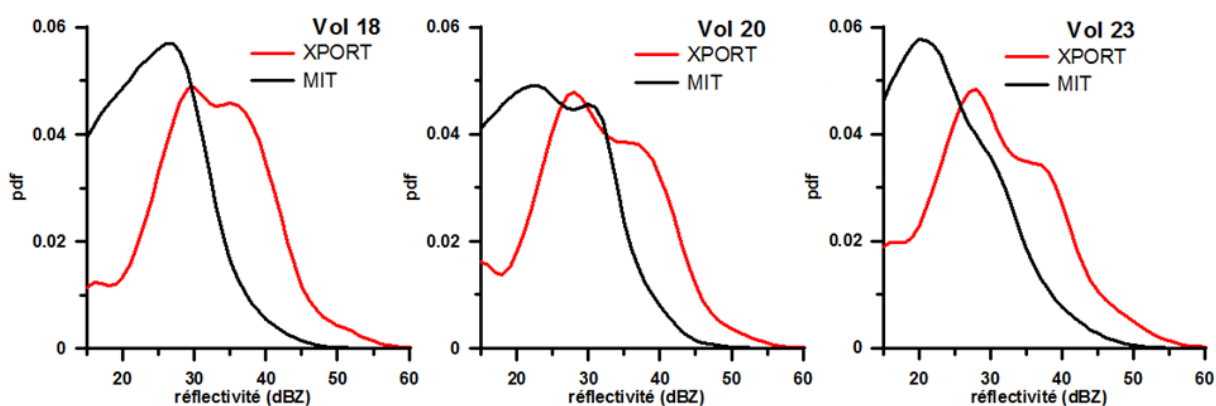


Figure 3-6 : Distributions des réflectivités pour le radar Xport (en rouge) et le radar MIT (en noir) durant 3 vols de la campagne Megha-Tropiques 2010.

Un ajustement des données est donc nécessaire. Nous avons choisi d'utiliser les données Xport comme référence, et ce pour plusieurs raisons. Bien que le radar Xport soit fortement sujet à l'atténuation (davantage que le MIT), il s'agit d'un radar polarimétrique, ce qui permet une correction de ce phénomène basée sur le changement de phase différentielle (Koffi et al., 2014). La phase différentielle a également été utilisée pour contrôler la calibration de l'appareil. En effet, contrairement à la réflectivité, elle n'est sujette à aucune modification selon la calibration du radar (Testud et al., 2000). Le contrôle de sa cohérence avec la réflectivité permet donc d'ajuster les mesures du radar avec une grande précision. En outre, les équipes du LTHE ont comparées les distributions de réflectivité du Xport aux données issues du satellite TRMM (plus précisément de son radar-précipitation embarqué) pour la totalité des passages du satellite de l'année 2010. Tout cela permet d'avoir une grande confiance dans les mesures du radar Xport et leur distribution. C'est pourquoi nous avons décidé de considérer ces observations comme référence, et ainsi établir une correction des valeurs du radar MIT. De plus, durant la campagne Megha-Tropiques 2010, on a exploré des nuages à fort contenu en glace. Ces systèmes denses en particules glacées sont à l'origine de hautes valeurs de réflectivité. Or la comparaison des données « brutes » des deux radars au sol montre que le radar MIT sous-estime ces hautes réflectivités, contrairement au radar Xport (figure 3-6). Il est donc pertinent d'utiliser les données Xport comme référence afin de corriger les valeurs des mesures MIT.

Afin de déterminer le facteur de correction à appliquer pour chaque vol à l'ensemble des valeurs de réflectivité MIT, une étude du rapport Z_{Xport} / Z_{MIT} est réalisée pour chaque point de mesure. Une telle comparaison nécessite que les observations des deux radars soient positionnées sur une seule et unique grille spatiale. Or les deux appareils sont situés à 30 km de distance l'un de l'autre et leurs protocoles de mesures ne sont pas strictement identiques (angles d'élévation différents notamment). On doit donc faire face aux mêmes difficultés que pour la comparaison entre les observations sol et les mesures aéroportées (comme le décalage temporel entre les mesures des deux radars pour une même localisation). La méthodologie de colocalisation présentée dans la section 3.2.2, qui implique une interpolation spatiale et une interpolation temporelle, peut donc être appliquée pour comparer ces deux jeux de données.

On utilise la grille de mesure du radar Xport sur laquelle on colocalise les données du MIT, comme s'il s'agissait de la trajectoire d'un avion : les coordonnées spatiales de chaque point de mesure du radar Xport sont transformées dans un repère sphérique ayant pour origine le radar MIT, et on réalise une interpolation spatiale pour calculer la valeur de réflectivité du MIT en ce point, au même instant que l'observation Xport. Pour chaque point, on obtient donc un couple de valeurs Xport et MIT, dont on peut calculer le rapport Z_{Xport} / Z_{MIT} . Celui-ci est déterminé en utilisant des valeurs de réflectivité en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$, afin de gagner en précision (car l'échelle dBZ est logarithmique). Puis on calcule la

moyenne du rapport Z_{Xport} / Z_{MIT} pour chaque vol. Les valeurs obtenues sont : 7,07 pour le vol 18, 5,39 pour le vol 20, et 4,82 pour le vol 23. Elles représentent donc les facteurs de correction à appliquer aux données MIT pour chacun des vols.

La [figure 3-7](#) indique la distribution des différences entre les données du Xport et celles du MIT (colocalisées sur les mesures Xport) après correction, pour le vol 18. La déviation standard de cette distribution est d'environ 3,5 dBZ. Une analyse statistique complémentaire indique que 48% des couples de valeurs Xport/MIT diffèrent de moins de 2 dBZ, 80% diffèrent de moins de 5 dBZ, et 96% diffèrent de moins de 10 dBZ. La correction appliquée aux données MIT semble donc appropriée et efficace pour harmoniser les deux jeux de données.

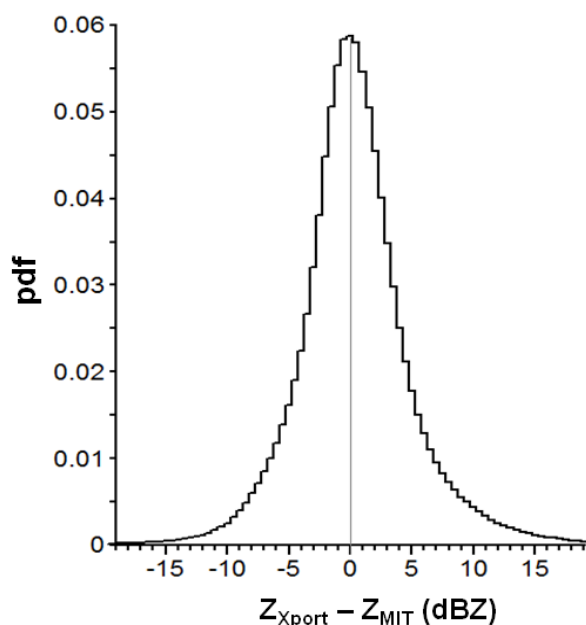


Figure 3-7 : Distribution normalisée des écarts entre la réflectivité mesurée par le radar Xport et la réflectivité corrigée du radar MIT pour le vol 18 (13 août 2010) après colocalisation des données MIT sur la grille Xport.

On applique ensuite à l'ensemble des données MIT initiales (non colocalisées) le facteur de correction associé à chaque vol. La [figure 3-8](#) illustre les nouvelles distributions de réflectivités obtenues à la suite de cette correction des données MIT, et on constate que cette dernière permet une harmonisation des valeurs avec celles du Xport, en particulier pour les fortes réflectivités (supérieures à 40 dBZ).

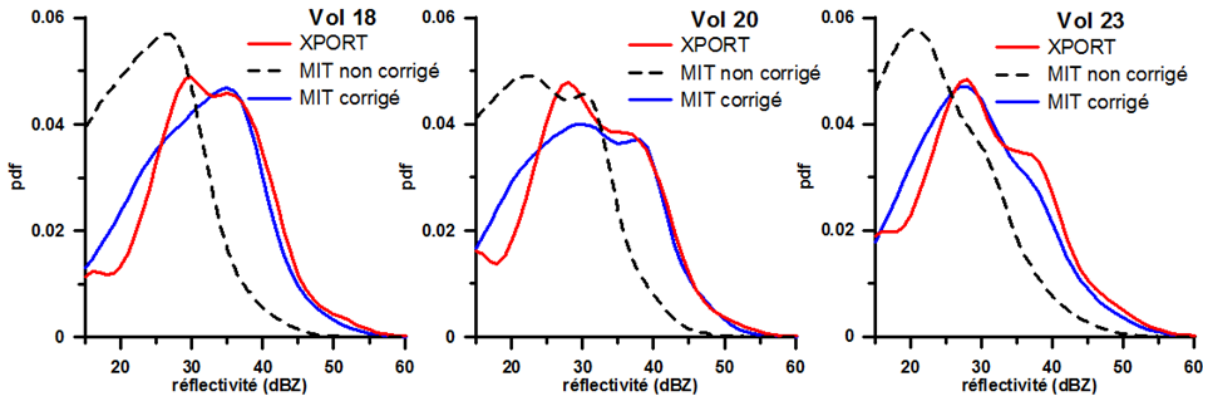


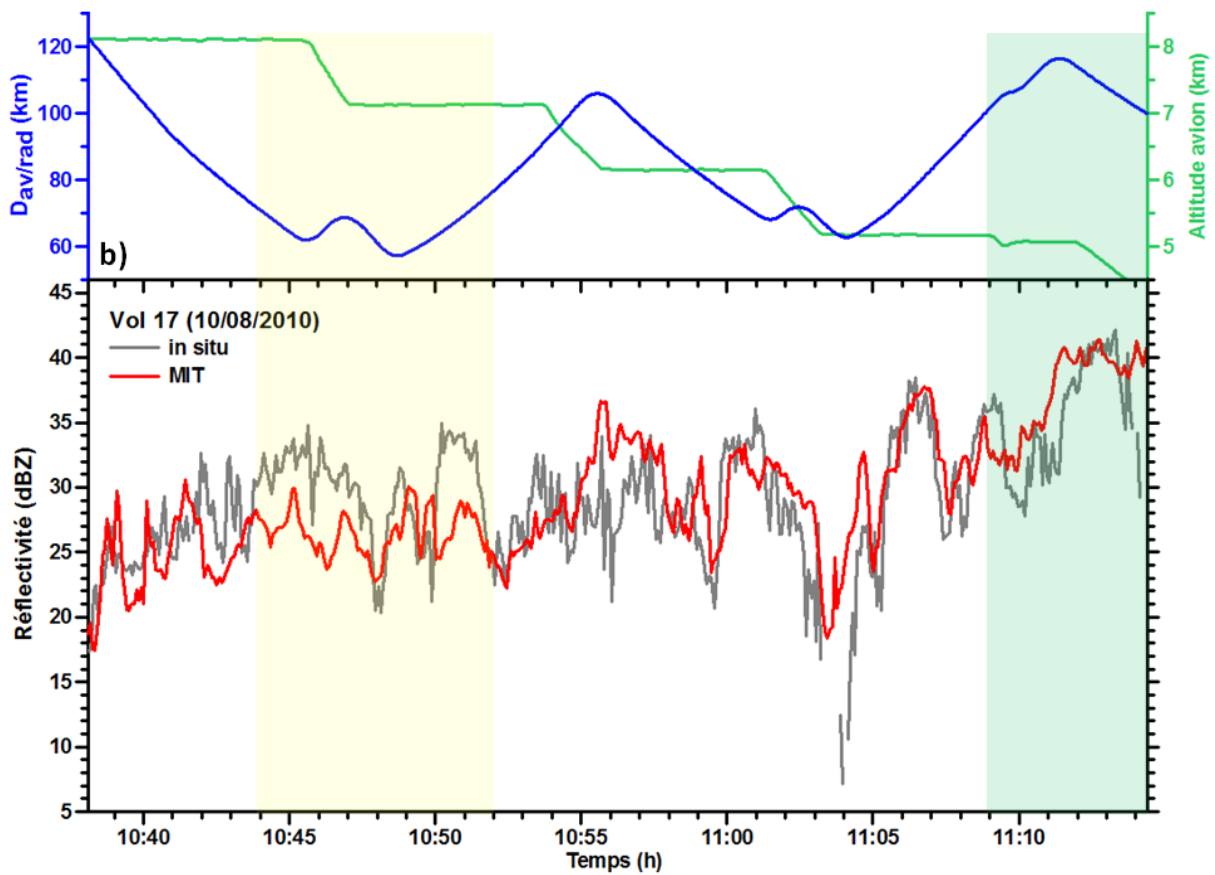
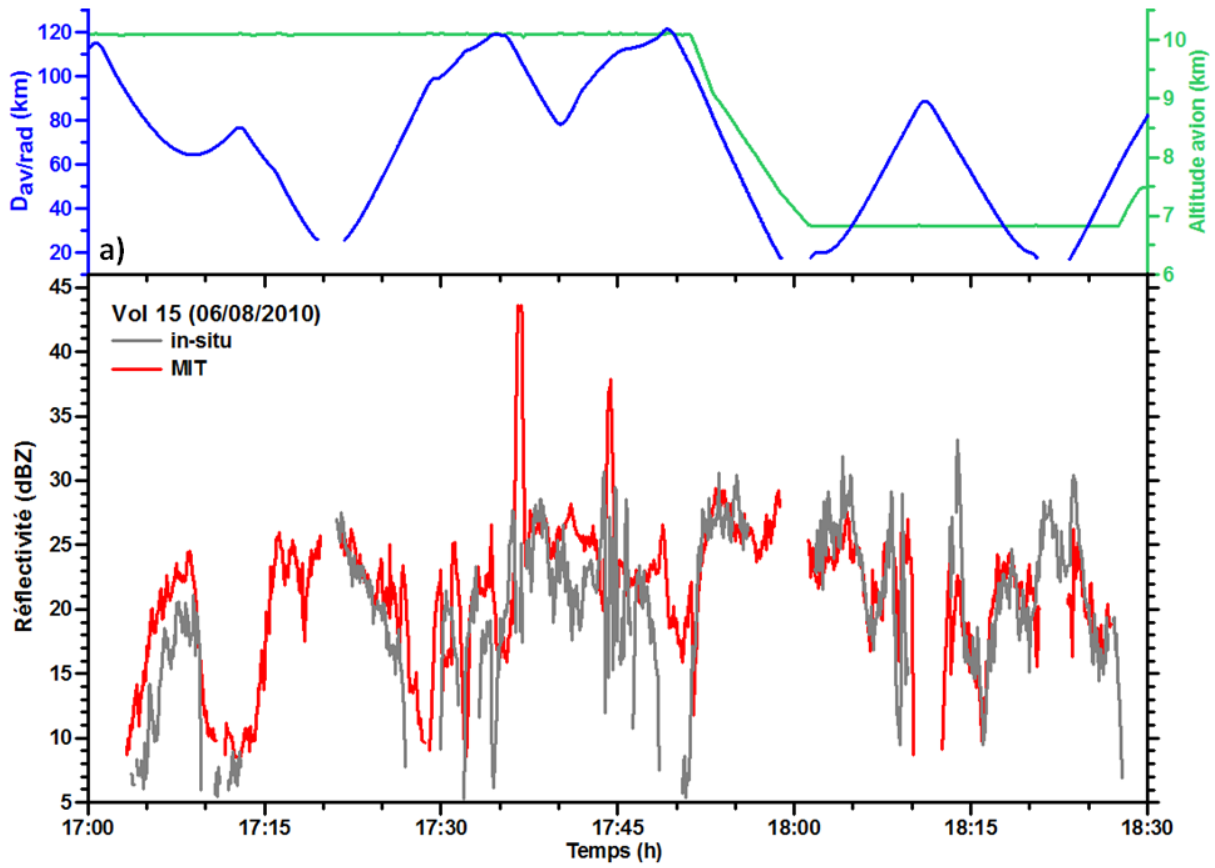
Figure 3-8 : Distributions des réflectivités pour le radar Xport (en rouge), le radar MIT (en pointillés noirs), et le radar MIT corrigé (en bleu) durant 3 vols de la campagne Megha-Tropiques 2010.

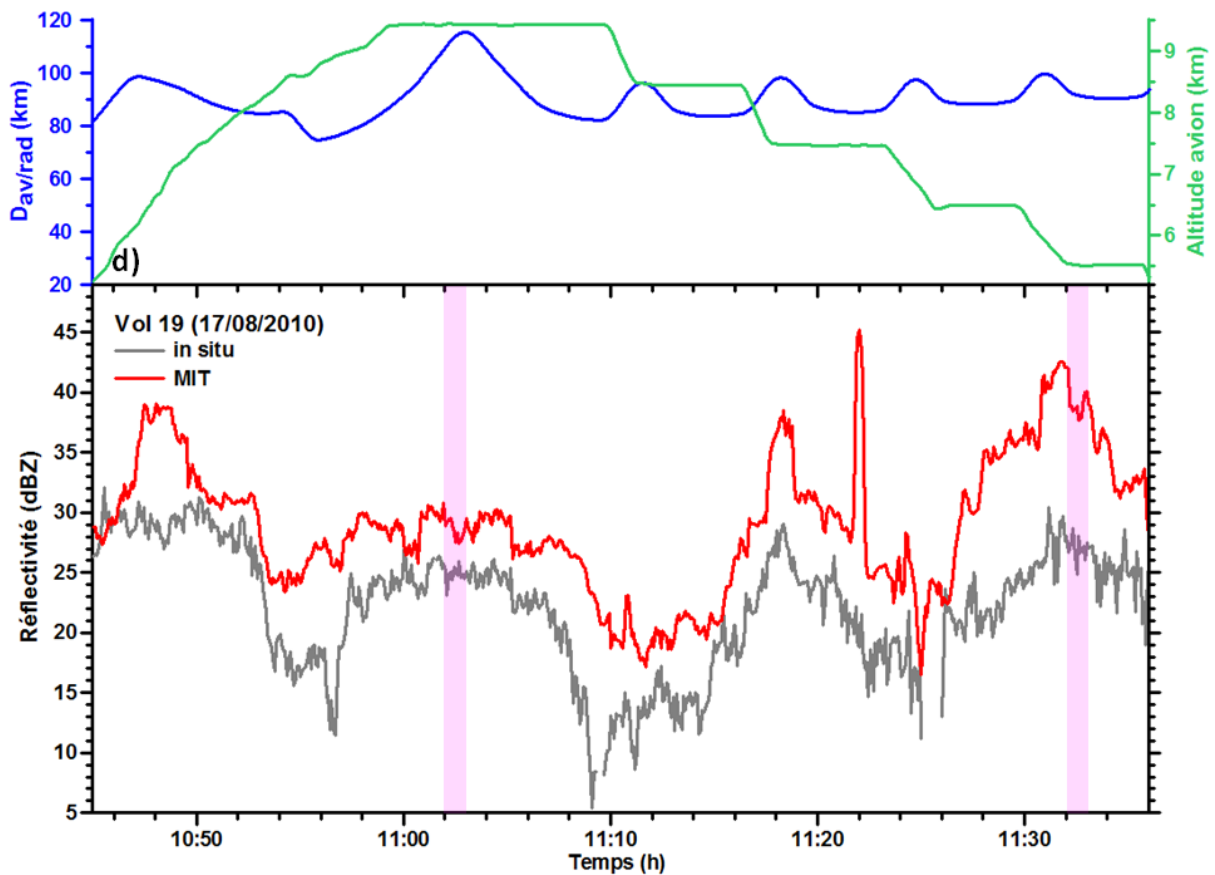
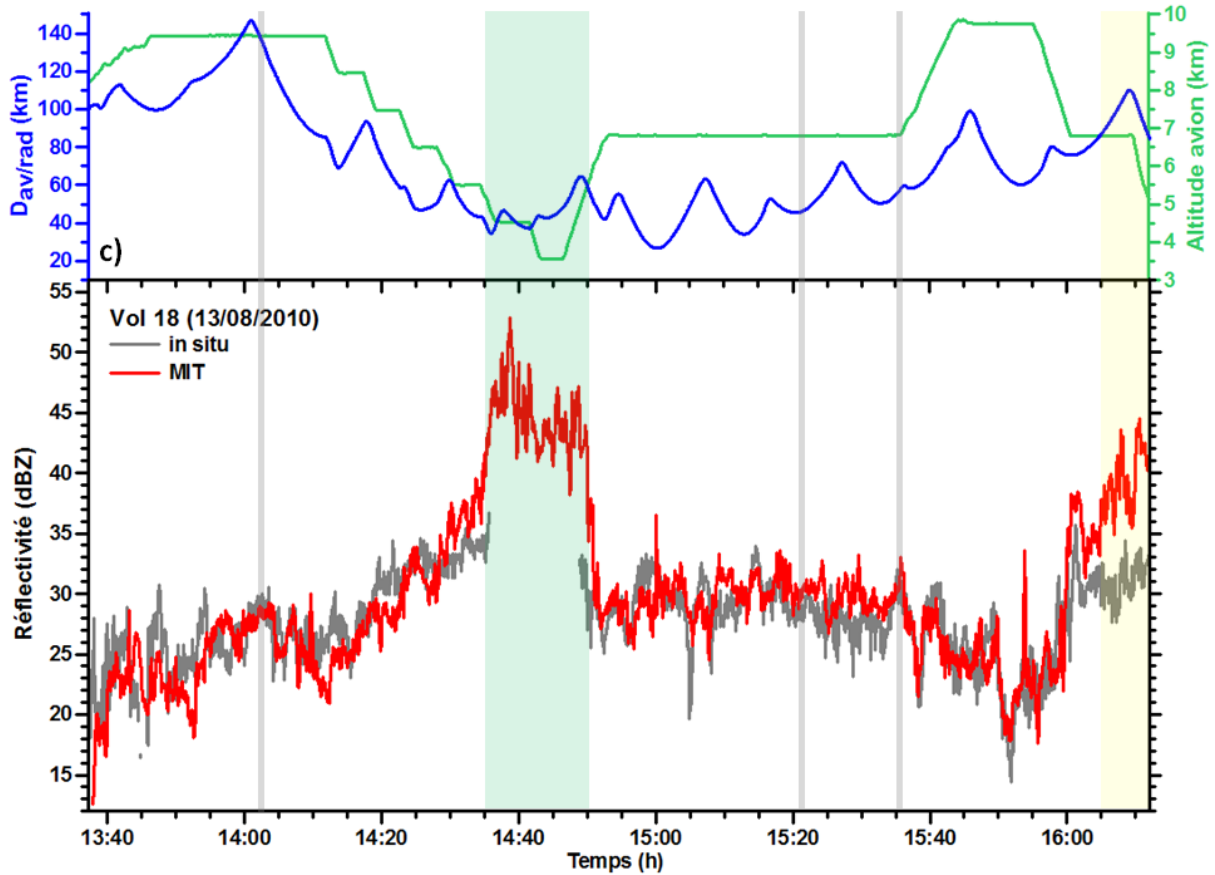
Pour comparer les données issues du radar MIT avec les réflectivités calculées à partir des observations aéroportées, on utilise donc les valeurs MIT corrigées.

3.3.2 Comparaison entre mesures sol et *in-situ*

3.3.2.1 Présentation des figures et généralités

Pour comparer les réflectivités mesurées par le radar au sol MIT et les valeurs restituées à partir des mesures aéroportées, 5 vols de la campagne de Niamey ont été sélectionnés : le vol 15 (06 Août 2010), le vol 17 (10 Août 2010), le vol 18 (13 Août 2010), le vol 19 (17 Août 2010), et le vol 20 (18 Août 2010). Les figures 3-9 a, b, c, d, et e indiquent les résultats obtenus pendant chacun de ces vols pour les périodes durant lesquelles a fonctionné l'ensemble des instruments embarqués à bord de l'avion (2D-S, PIP, radar RASTA). Selon le vol, ces phases varient entre 37 min (pour le vol 17) et 2h35 (pour le vol 18).





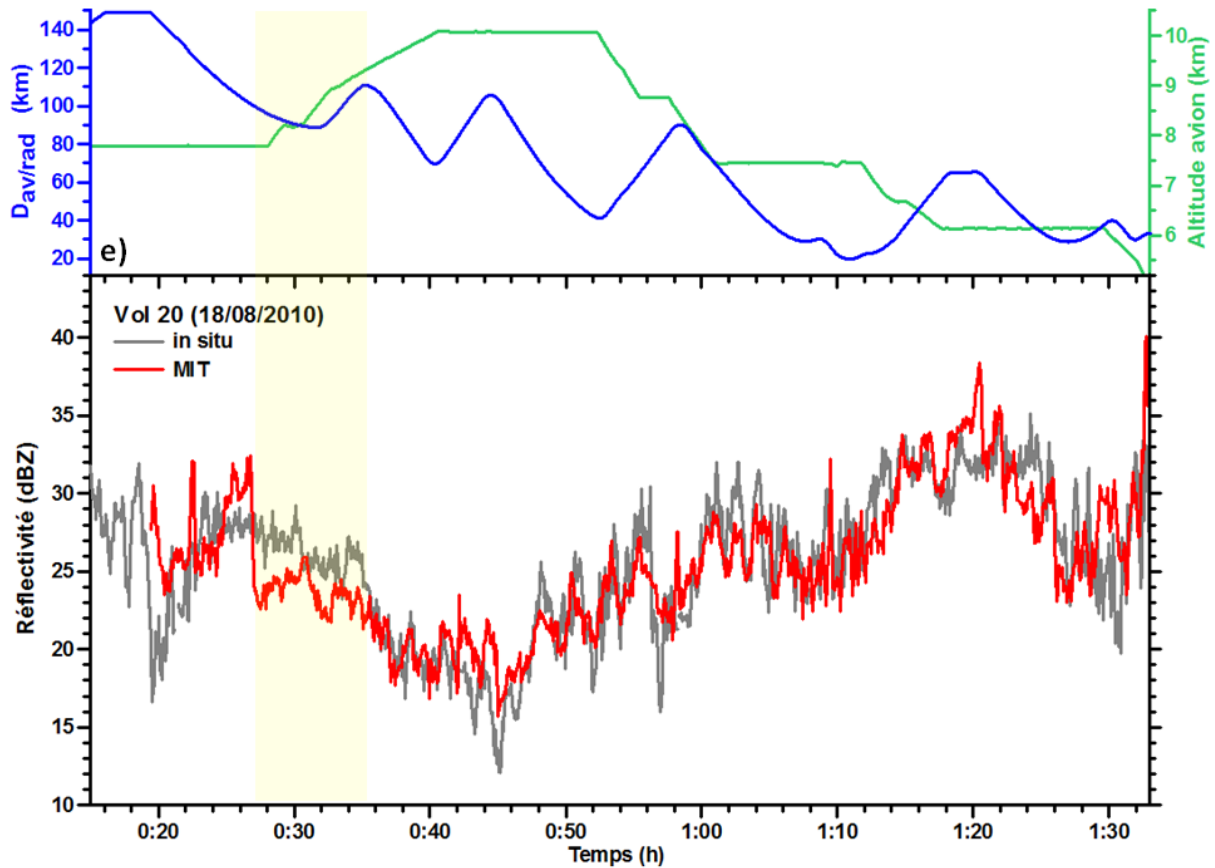


Figure 3-9 : Évolution temporelle de la réflectivité mesurée par le radar MIT colocalisée sur la trajectoire de l’avion (en rouge), et de la réflectivité restituée à partir des mesures aéroportées (en gris) pour le vol 15 (a), le vol 17 (b), le vol 18 (c), le vol 19 (d), et le vol 20 (e). La courbe bleue indique la distance entre l’avion et le radar. La courbe verte indique l’altitude de l’avion. Pour l’explication des zones vertes, jaunes, roses, et grises, se référer au texte des sections 3.3.2.1, 3.3.2.2, 3.3.2.3, et 3.3.3.3.

Sur chacune de ces figures, la réflectivité du radar MIT colocalisée sur la trajectoire de l’avion (d’après la méthodologie de la section 3.2.2) est indiquée en rouge, tandis que la réflectivité calculée grâce aux mesures microphysiques aéroportées (d’après la méthodologie de la section 3.2.1) apparaît en gris. L’ensemble des données présentées par ces courbes est moyenné sur 5 secondes. Il est important de noter que les réflectivités colocalisées du MIT pour les vols 18 et 20 sont les valeurs corrigées, comme nous l’avons vu dans la section 3.3.1. Pour les vols 15, 17, et 19, les données Xport n’étant pas disponibles au moment de notre étude, nous avons choisi d’utiliser le même facteur de correction que celui du vol 18 car c’est pour ce vol que la correction a permis d’obtenir la meilleure concordance entre les deux signaux.

Deux autres indications sont données sur les figures 3-9 a, b, c, d, et e : la distance séparant l’avion du radar MIT (en bleu), et l’altitude GPS de l’avion (en vert). Pour cette étude, nous avons privilégié les

phases de vol durant lesquelles l'avion se situe à une altitude supérieure à 5,2 km, là où les nuages sont entièrement glacés (la couche de fonte se situant à 4,7 km). Toutefois, sur les figures du vol 17 et 18 (figures 3-9 b et 3-9 c), on peut voir, d'après la courbe verte, que l'avion se trouve parfois au-dessous de cette altitude ; ces zones sont signalées en vert. Pour le vol 18 (figure 3-9 c), l'avion passe largement en dessous de la couche de fonte entre 14h35 et 14h45. Il se trouve donc dans une zone de précipitations liquides intenses. Par conséquent, le traitement des mesures issues des sondes microphysiques devient impossible (ce qui explique l'interruption de la courbe grise), et le radar MIT mesure des valeurs de réflectivité beaucoup plus importantes, jusqu'à 53 dBZ. En revanche, pour le vol 17 (figure 3-9 b), l'avion reste entre 5,2 et 4,7 km d'altitude jusqu'à 11h14. Des cristaux de glace sont donc encore présents et peuvent être analysés par les sondes aéroportées.

De façon générale, on peut voir que les deux signaux de réflectivité (courbes rouge et grise) présentent de grandes similitudes. Leurs évolutions temporelles sont proches et leurs différences sont de l'ordre de quelques dBZ pour la plupart des vols. La seule exception notable à cette remarque est le vol 19 (figure 3-9 d), où la réflectivité calculée grâce aux mesures *in-situ* est en permanence au-dessous du signal MIT. Ce cas sera discuté plus en détail dans un prochain paragraphe.

Malgré le moyennage des données par périodes de 5 secondes, on constate également une forte variabilité de court terme des réflectivités MIT et *in-situ*. Ce phénomène peut s'observer pour tous les cas étudiés, mais l'amplitude de ces fluctuations est davantage prononcée pour les vols 15 (figure 3-9 a) et 17 (figure 3-9 b). Elle s'explique par la présence d'un champ nuageux plus épars pour ces deux vols. Le caractère très hétérogène de la couche nuageuse traversée par l'avion est visible en particulier sur la figure 3-9 a, représentant le vol 15. En effet, on peut constater plusieurs « trous » dans les courbes du MIT (à 18h00 et 18h10 par exemple) et dans celle de la réflectivité *in-situ* (entre 17h15 et 17h20 ou autour de 18h), qui révèlent que des réflectivités inférieures à 5 dBZ sont soudainement mesurées.

3.3.2.2 Sous-estimation de la réflectivité colocalisée du MIT

Durant certaines phases de vol, on peut voir apparaître pendant plusieurs minutes des différences assez importantes entre les deux courbes représentant la réflectivité (entre 5 et 10 dBZ). C'est le cas par exemple pendant le vol 17 entre 10h44 et 10h52 (figure 3-9 b), pendant le vol 18 après 16h05 (figure 3-9 c), et pendant le vol 20 entre 00h27 et 00h35 (figure 3-9 e). Ces trois périodes sont représentées par des surfaces jaunes sur les figures concernées. Pour deux d'entre elles (vol 17 et vol 20), la réflectivité colocalisée du MIT est inférieure au calcul *in-situ*. On peut avancer deux explications à ces différences de signaux importantes et durables.

D'une part, on peut discuter la méthode de colocalisation entre les volumes d'échantillonnage respectifs du radar MIT et des sondes aéroportées. Comme nous l'avons vu dans la section 3.2.2, il peut exister des écarts non négligeables en temps et en altitude entre ces deux types de mesure. La [figure 3-5](#) précédemment présentée (cf. section 3.2.2) indique par exemple une différence verticale de 2 km entre deux élévations successives du radar MIT à une distance de 50 km (rectangle noir sur la [figure 3-5](#)). De plus, si on s'intéresse aux élévations les plus basses (entre 0,8° et 8°), qui se superposent du fait de la divergence du faisceau, le protocole de mesure du radar (présenté à travers la [figure 2-15](#) de la section 2.3.2.1 de ce manuscrit) nous permet de comprendre qu'un écart temporel d'environ 4 minutes existe entre les points de mesure utilisés pour réaliser l'interpolation spatiale. Cela peut donc être une source d'erreur dans le calcul de la réflectivité MIT colocalisée sur la trajectoire de l'avion. À cause de ces écarts spatiaux et temporels, il est possible que les observations aéroportées restituent des propriétés microphysiques différentes de celles issues de l'interpolation des mesures du radar au sol.

Il est également important de souligner ici la différence existant entre le volume d'échantillonnage des sondes aéroportées et celui du radar MIT. En supposant une vitesse constante de l'avion égale à 170 m.s⁻¹, la sonde PIP échantillonne un volume de 1,4 m³ pendant une période de 5 secondes. Le volume sondé par le radar au sol est, quant à lui, considérablement plus grand : à une distance de 80 km, le faisceau radar occupe un volume de 0,75 km³, qui augmente même jusqu'à 2,6 km³ pour une distance de 150 km. Il devient donc difficile de comparer les propriétés microphysiques de volumes si différents. Pour les périodes où nous avons constaté des différences importantes entre les signaux MIT et *in-situ* (en jaune sur les [figures 3-9 b, et 3-9 e](#)), l'avion est à 7 km d'altitude ou plus. La technique de colocalisation employée pour comparer les réflectivités du radar MIT et celles calculées grâce aux mesures *in-situ* peut donc expliquer ces différences importantes entre les deux signaux.

D'autre part, les écarts importants entre les deux courbes (rouge et grise) peuvent avoir une seconde explication. La méthode de restitution de la réflectivité *in-situ*, exposée dans la section 3.2.1, nécessite de poser de nombreuses hypothèses sur le contenu du nuage. En particulier, des suppositions doivent être faites concernant les particules glacées, leur composition, ainsi que leurs propriétés de diffusion. De plus, la technique de calcul développée par [Fontaine et al. \(2014\)](#) exclut la possibilité que des particules en phase mixte puissent exister. Elle ne permet la présence que de particules entièrement glacées. L'ensemble de ces hypothèses peut impacter de façon importante les valeurs finales de réflectivité et d'IWC, comme le montrent [Fontaine et al. \(2014\)](#).

3.3.2.3 Importance des cristaux de grande taille

Parmi les trois périodes durant lesquelles nous avons mis en évidence des différences de signaux importantes entre Z_{MIT} et $Z_{in-situ}$, (les trois zones jaunes sur les figures 3-9 b, c et e), celle qui a lieu pendant le vol 18 (figure 3-9 c) présente une réflectivité *in-situ* inférieure à celle du MIT. On retrouve aussi cette situation durant l'ensemble du vol 19 (figure 3-9 d). On peut penser que la sous-estimation des cristaux de grande taille par les sondes aéroportées (de par leur limite de détection à 6,4 mm) et par le radar RASTA (à cause de sa longueur d'onde utilisée) est la cause de ces différences.

Pour mettre en avant le rôle prédominant des gros cristaux de glace dans le signal radar, nous avons choisi d'étudier deux instants précis du vol 19 : entre 11h02 et 11h03 d'une part, et entre 11h32 et 11h33 d'autre part. Ces deux intervalles d'une minute apparaissent en rose sur la figure 3-9 d. Dans le premier cas, la réflectivité *in-situ* (qui tient compte uniquement des particules de taille inférieure à 6,4 mm) est d'environ 25 dBZ, et dans le second elle atteint 27 dBZ. Entre 11h02 et 11h03, elle s'écarte peu de la réflectivité MIT colocalisée, avec une différence d'environ 2 dBZ. Pour le second cas, en revanche, la différence entre les deux réflectivités est beaucoup plus grande ; la mesure MIT atteint 39 dBZ.

Pour comprendre ces écarts, la figure 3-10 présente les deux spectres dimensionnels observés par la sonde PIP durant les instants sélectionnés du vol 19. Cette figure ne représente pas la totalité des spectres mais uniquement la gamme des particules de taille comprise entre 2000 et 6400 μm . Bien que la sonde ait une résolution temporelle d'une seconde, ces spectres ont été moyennés sur une minute. On peut constater que la valeur de ces deux spectres et leur pente respective sont très différentes.

Le spectre de 11h02 (courbe continue noire sur la figure 3-10) présente une plus forte concentration en petites particules que celui de 11h32 (courbe continue rouge sur la figure 3-10). En outre, sa pente est beaucoup plus accentuée, et il décroît rapidement lorsque la taille des particules augmente. Le comportement différent de ces deux spectres a des répercussions importantes sur la réflectivité. On peut voir ces conséquences sur la même figure, grâce aux courbes en pointillés qui représentent les réflectivités associées aux deux spectres étudiés. Les réflectivités présentées sur ces courbes sont des valeurs cumulées : pour un diamètre de particule donné, la valeur de réflectivité indiquée est la somme de toutes les contributions des particules de taille inférieure.

Au début du spectre, pour les cristaux de 2 mm, la différence entre les deux distributions de particules engendre une réflectivité plus forte à 11h02 (en noir) qu'à 11h32 (en rouge). Dans le premier cas, la réflectivité atteint une valeur de 18 dBZ, contre 14 dBZ dans le second. Avec l'augmentation en taille des particules, le premier spectre décroît rapidement, ce qui provoque une convergence de la réflectivité autour de 27,5 dBZ. Dans le deuxième cas, à 11h32, cette convergence des valeurs de

réflectivité n'est pas visible. En effet, le second spectre, qui décroît moins fortement que le premier, implique que les particules les plus grosses (supérieures à 4 mm) jouent un rôle plus important dans la réflectivité, ce qui empêche la courbe représentant la réflectivité de converger. Aucune diminution de la pente de cette courbe n'apparaît jusqu'à 6,4 mm.

De 6,4 mm à 9 mm, une extrapolation du spectre de 11h32 (en rouge) est réalisée. Pour cela, on utilise la même pente que la distribution des particules entre 4 et 6,4 mm. Cette extrapolation apparaît dans la partie grisée à droite de la [figure 3-10](#). La réflectivité engendrée par cette partie du spectre est indiquée elle aussi (en pointillés rouges), et l'on peut observer qu'elle atteint 35 dBZ à la fin du spectre. Cette valeur est proche de la réflectivité observée par le radar MIT au même instant, de 39 dBZ. On peut donc en déduire la présence de cristaux de grande taille dans la couche nuageuse étudiée à cet instant. Ces particules sont détectées par le radar MIT mais pas par la sonde PIP, limitée à des particules inférieures à 6,4 dBZ, ce qui provoque une large sous-estimation de la réflectivité calculée grâce aux mesures *in-situ*. On peut également supposer que des cristaux de taille supérieure à 1 cm (tels que des flocons de neige) existent dans le nuage, expliquant la différence entre la réflectivité du MIT et la réflectivité *in-situ* extrapolée jusqu'aux particules de 9 mm.

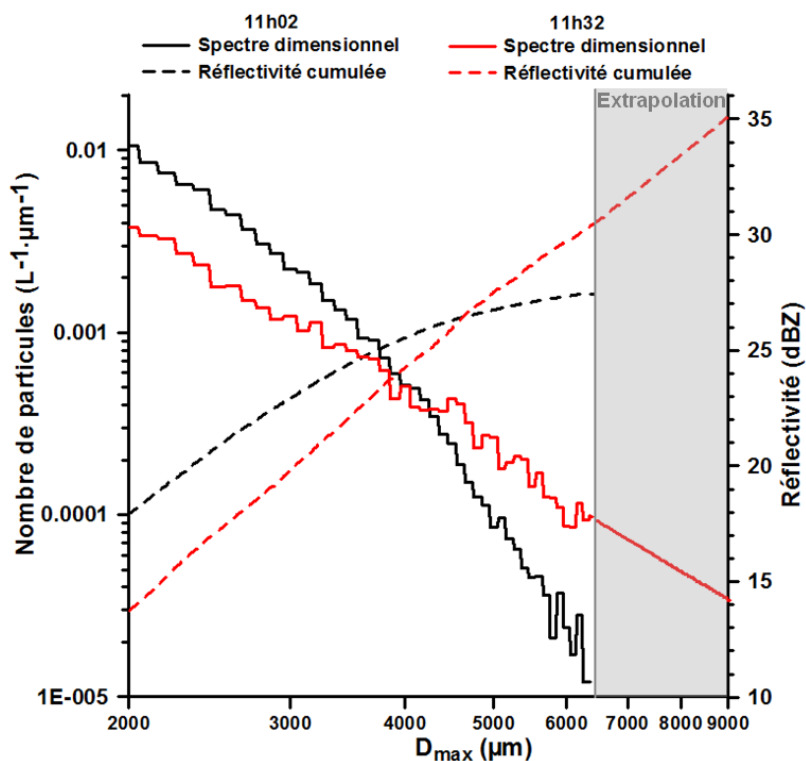


Figure 3-10 : Spectres dimensionnels des particules observées par la sonde PIP durant le vol 19 à 11h02 (en noir) et à 11h32 (en rouge). Les lignes pointillées représentent la réflectivité cumulée associée à ces spectres. La partie droite des deux courbes rouges représente une extrapolation du spectre et de la réflectivité pour des particules de taille comprise entre à 6,4 mm et 9 mm.

Ce phénomène de sous-estimation de la réflectivité *in-situ* par rapport aux mesures MIT est visible durant toute la durée du vol 19, comme l'indique la [figure 3-9 d](#). On peut donc penser que les systèmes nuageux étudiés durant ce vol sont tous composés de grandes particules glacées. Une analyse qualitative des images issues de la sonde PIP, non montrée ici, permet de confirmer cette hypothèse. Cet examen confirme également, comme nous l'avions supposé, la présence, à la fin du vol 18, du même type de grosses particules.

3.3.2.4 Comparaison statistique

Pour mieux quantifier les différences entre les réflectivités restituées grâce aux mesures *in-situ* et les observations du radar MIT, une étude statistique simple est proposée à travers la [figure 3-11](#).

La partie gauche de cette figure est consacrée à l'exemple du vol 18. 1340 couples de valeurs $Z_{in-situ}/Z_{MIT}$ sont utilisés, chacun d'eux représentant une moyenne sur 5 secondes. On peut constater une forte dispersion autour de la bissectrice (en noire). L'écart-type de l'ensemble de ces points atteint 2,8 dBZ. Cette figure montre que les valeurs de forte réflectivité mesurées par le radar MIT (supérieures à 35 dBZ) sont sous-estimées par la restitution *in-situ*, comme nous l'avons vu dans la section précédente. De plus, on constate que les plus faibles réflectivités (inférieures à 20 dBZ) sont elles aussi largement sous-estimées par le calcul *in-situ*.

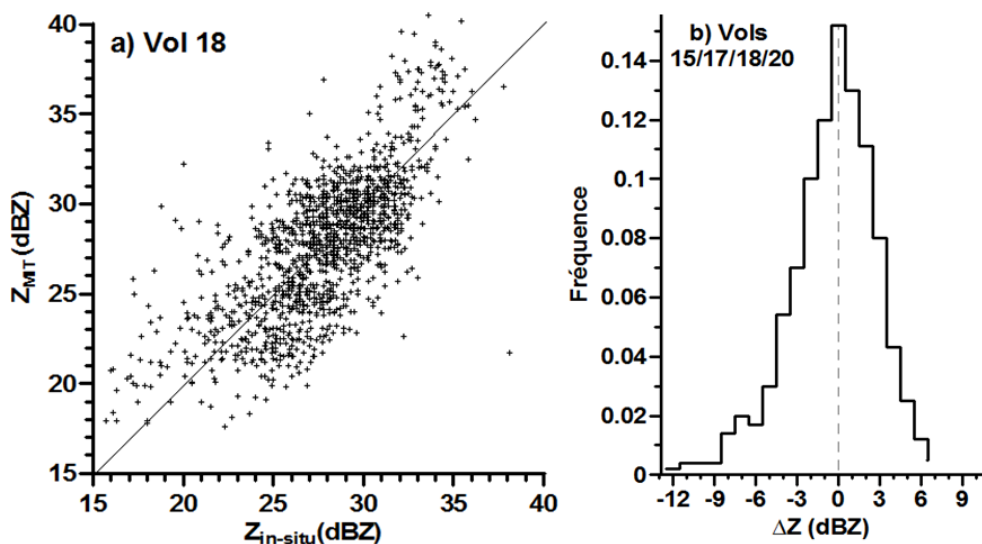


Figure 3-11 : a) Diagramme de dispersion entre les valeurs de Z_{MIT} et $Z_{in-situ}$ pour le vol 18. La droite noire est la droite 1:1. b) Distribution des différences ($Z_{in-situ} - Z_{MIT}$) pour la totalité des vols 15, 17, 18 et 20.

La [figure 3-11 b](#) représente la fréquence de distribution des différences entre les réflectivités *in-situ* et celles mesurées par le radar MIT. On prend en compte les données de l'ensemble des vols, excepté le

vol 19 (car nous avons vu dans la section 3.3.2.3 qu'il s'agit d'un cas très particulier avec la présence de très grosses particules glacées), ce qui représente 3450 couples de valeurs $Z_{in-situ}/Z_{MIT}$. L'écart-type de cette distribution est d'environ 3 dBZ. De plus, on peut voir que les plus grands écarts entre $Z_{in-situ}$ et Z_{MIT} apparaissent uniquement dans la branche négative de cette distribution. Cette dernière n'est pas symétrique, ce qui implique que les différences les plus grandes en valeur absolue ($|\Delta Z|$ supérieure à 6 dBZ) ne sont causées que par une sous-estimation de la réflectivité restituée par le calcul *in-situ*.

Ce résultat confirme une nouvelle fois que les nuages observés durant la campagne Megha-Tropiques 2010 contiennent beaucoup de larges particules glacées qui dépassent souvent la limite de détection de l'instrumentation embarquée à bord du Falcon 20.

3.3.3 Relation entre contenu en glace et réflectivité

3.3.3.1 Généralités

Les travaux de [Fontaine et al. \(2014\)](#) comportent une analyse détaillée de la relation existant entre la réflectivité radar et le contenu en glace des nuages dans le contexte de Megha-Tropiques 2010. La réflectivité utilisée est celle mesurée directement par le radar embarqué RASTA, de fréquence 94 GHz. D'après les résultats de cette étude, l'incertitude sur la restitution de l'IWC est de 26% (pour des valeurs comprises entre 0,1 et 4 g.m⁻³), et la relation associant les deux grandeurs (réflectivité et IWC) pendant la campagne peut s'écrire :

$$IWC = 0,0981 \cdot Z^{0,805} \quad (3.16)$$

Dans cette thèse, on réalise le même type d'analyse. Cette fois, la réflectivité confrontée aux valeurs d'IWC n'est plus celle du radar RASTA. On utilise plutôt la réflectivité restituée par les sondes microphysiques pour une fréquence de 5,5 GHz, comme présenté dans la section 3.2.1 grâce aux équations 3.8, 3.9, 3.10, et 3.11. Le contenu en glace est quant à lui calculé avec l'équation 3.7, comme pour [Fontaine et al. \(2014\)](#). Par conséquent, les restitutions des réflectivités $Z_{5,5GHz}$ et de l'IWC utilisent les mêmes données de base, fournies par les sondes microphysiques (spectres, « aspect ratio », coefficients α et β de la loi masse-diamètre).

La [figure 3-12](#) présente les diagrammes de dispersion pour les couples de valeurs $Z_{5,5GHz}/IWC$ concernant quatre vols de la campagne Megha-Tropiques de Niamey (vol 15, 17, 18, et 20).

Tout d'abord, on peut constater une dispersion importante des nuages de points, quel que soit le vol considéré. Les droites noires sur chacune des figures indiquent une régression des nuages de points, sous forme de loi puissance car les échelles en abscisse et en ordonnée sont logarithmiques. On peut voir que les points s'éloignent largement de ces droites. Pour les vols 15 et 17 ([figures](#)

3-12 a et b), la pente de ces régressions est nettement positive (0,26 pour le vol 15, et 0,42 pour le vol 17). En revanche, la régression du vol 20 (figure 3-12 d) présente un coefficient directeur moins fort (égal à 0,13) et celle du vol 18 (figure 3-12 c) est même très légèrement négative, avec une pente de -0,03. Ces valeurs très faibles pour les deux derniers vols peuvent s'expliquer par une absence de points représentant les faibles réflectivités. Il n'y a quasiment pas de données en-dessous de $30 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ (soit 15 dBZ), contrairement aux vols 15 et 17. La quasi-totalité des points d'observations pour les vols 18 et 20 se situe dans une gamme de réflectivités comprises entre 100 et $3200 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ (ou entre 20 et 35 dBZ). Dans cet intervalle, la dispersion des valeurs d'IWC est très importante : pour une même réflectivité, le contenu en glace peut varier de 0,1 jusqu'à plus de $3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$. Cette forte dispersion de l'IWC est également visible pour les vols 15 et 17, en particulier dans la gamme de réflectivité située entre 100 et $1000 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ (de 20 à 30 dBZ). Dans les figures 3-12 a et 3-12 b, l'existence de nombreux points pour lesquels la réflectivité est de quelques dBZ permet d'obtenir une régression avec une pente plus importante, qui met en évidence l'augmentation du contenu en glace avec la réflectivité. Cependant la dispersion est là aussi très importante, avec des coefficients de régression R^2 égal à 0,22 pour le vol 15 et 0,35 pour le vol 17. On peut donc dire que l'existence d'une relation en loi puissance entre l'IWC et Z ne peut apparaître clairement que pour une étude incluant des mesures de faibles réflectivités.

Ces résultats sont en accord avec les travaux de Heymsfield et al. (2005), qui étudient les nuages glacés au-dessus de la Floride et utilisent des réflectivités valables pour une fréquence de 9,4 GHz. Dans la gamme de réflectivité comprise entre 10 et 23 dBZ, la pente de la régression obtenue atteint 0,39, ce qui est comparable au vol 17 de la campagne Megha-Tropiques (figure 3-12 b). Pour des réflectivités comprises entre -10 et 10 dBZ puis entre -20 et -10 dBZ, Heymsfield et al. (2005) notent deux changements de pente dans la relation entre IWC et Z.

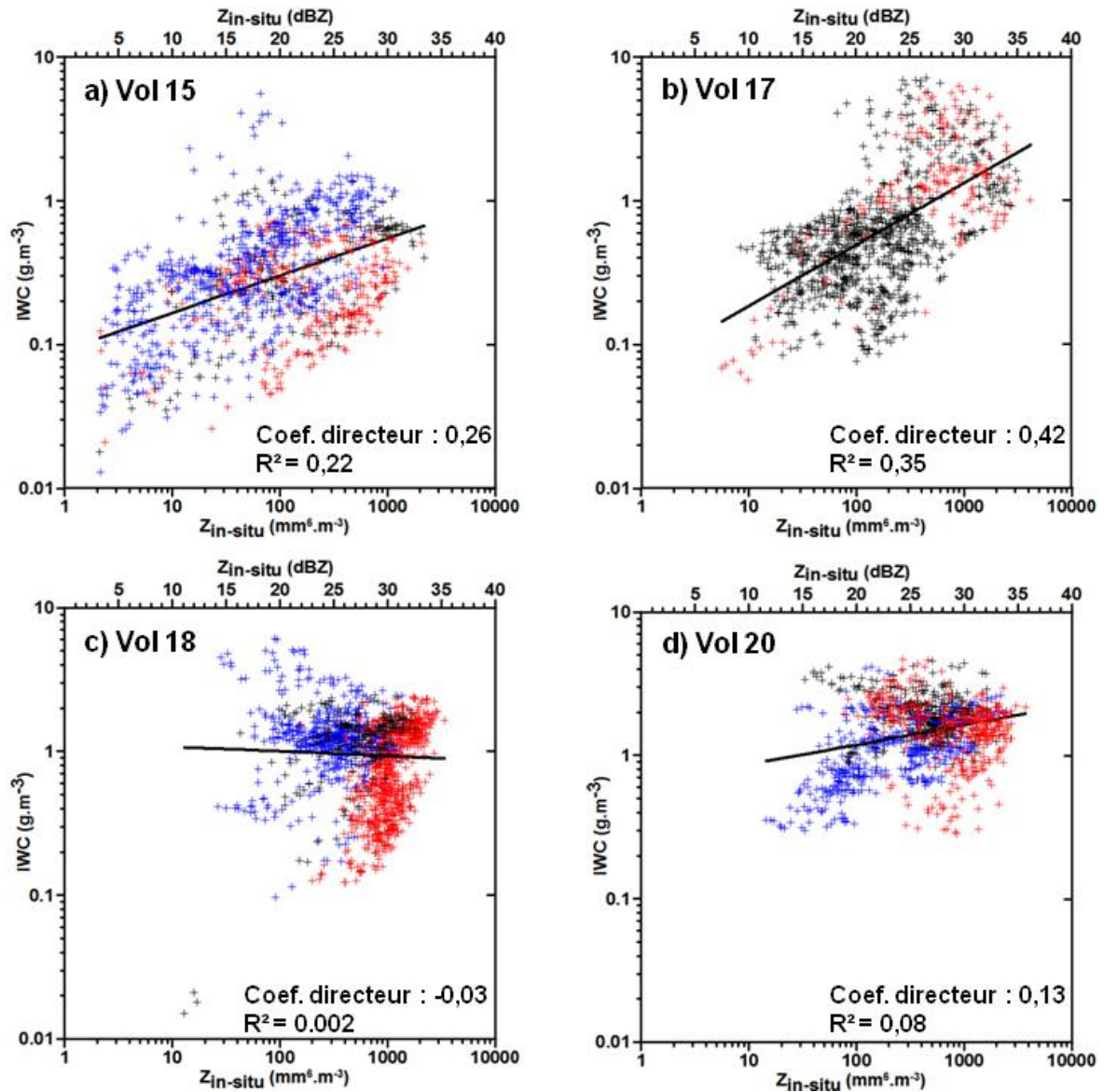


Figure 3-12 : Diagramme de dispersion entre la réflectivité *in-situ* calculée à 5,5 GHz et le contenu en glace pour les vols 15 (a), 17 (b), 18 (c), et 20 (d). Les croix rouges représentent les observations réalisées entre $-5^{\circ}C$ et $-12^{\circ}C$; les croix noires celles réalisées entre $-12^{\circ}C$ et $-20^{\circ}C$; les croix bleues celles réalisées entre $-20^{\circ}C$ et $-35^{\circ}C$.

3.3.3.2 Rôle de la température

Une seconde étude de référence est réalisée par Hogan et al. (2006). Dans ces travaux, l'analyse porte sur des nuages stratiformes au sud de l'Angleterre, avec des réflectivités comprises entre -20 et 20 dBZ à 3 GHz. La pente de régression est alors égale à 0,6 pour la relation entre le contenu en glace et la réflectivité, ce qui est supérieur à l'ensemble des vols de Megha-Tropiques 2010. De plus, la grande variabilité de l'IWC (pour une même valeur de réflectivité) est expliquée par

l'importance de la température rencontrée durant les mesures. Pour une réflectivité donnée, les valeurs de contenu en glace augmentent de façon significative quand la température diminue.

Le rôle de la température dans la relation liant l'IWC et la réflectivité peut également être analysé dans le contexte de Megha-Tropiques. À 94 GHz, Fontaine et al. (2014) indiquent que la prise en compte de la température dans l'équation 3.16 n'a que peu d'effet et réduit l'incertitude sur l'IWC de seulement 2%.

Afin de clarifier le rôle de la température dans notre étude à 5,5 GHz, les points de mesure indiqués sur la figure 3-12 sont séparés en trois groupes de couleurs différentes : bleu pour les observations réalisées entre -35°C et -20°C , noir pour l'intervalle entre -20°C et -12°C , et rouge pour les températures comprises entre -12°C et -5°C . On peut voir que les points rouges se situent majoritairement sur la droite de chaque figure, ce qui implique que les hautes réflectivités dominent pour les températures les plus chaudes, c'est-à-dire pour les couches nuageuses de plus basse altitude. À l'inverse, dans les hautes couches, où la température est plus faible, on trouve principalement de faibles valeurs de réflectivité. Ce phénomène est le plus visible pour le vol 18 (figure 3-12 c), où les régimes de température semblent bien délimités. Cependant, pour les autres vols, cette tendance est moins nette.

Selon Hogan et al. (2006), pour une valeur de réflectivité donnée, une diminution de la température de -10°C à -25°C entraîne une augmentation de l'IWC de 1 à $2\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Le vol 15 de la campagne Megha-Tropiques semble confirmer cette tendance (figure 3-12 a). En effet, pour les réflectivités comprises entre 20 et 30 dBZ, la plupart des points de mesure du groupe le plus « chaud » (en rouge) indiquent des contenus en glace compris entre 0,1 et $0,6\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$, tandis que les observations réalisées dans un environnement plus froid (en bleu) présentent des valeurs de 0,2 à $1,5\text{ g}\cdot\text{m}^{-3}$. Cette influence de la température sur le contenu en glace pour une réflectivité donnée est moins évidente pour les trois autres vols analysés.

3.3.3.3 Importance de la loi masse-diamètre dans la restitution du contenu en glace

Pour mieux comprendre comment la présence de nuages de glace denses (à fort IWC) influence la réflectivité, on peut analyser en détail plusieurs spectres dimensionnels (moyennés sur une minute) avec les caractéristiques microphysiques qui leur sont associées. La figure 3-13 permet cette étude, en présentant trois distributions en nombre (en trait continu) des hydrométéores rencontrés à trois instants différents pendant le vol 18 de la campagne de Niamey : 14h02, 15h21, et 15h35. Pendant ces courtes périodes, symbolisées par des zones grises sur la figure 3-9 c, les réflectivités

calculées atteignent une trentaine de dBZ, et sont très proches des valeurs observées par le radar MIT. D'après la courbe verte de la [figure 3-9 c](#), on voit que les observations réalisées à 14h02 ont eu lieu à 9,4 km d'altitude, à une température de -27°C . En revanche, à 15h21 et à 15h35, l'avion se trouvait à une altitude de 6,8 km, avec une température de -10°C .

La [figure 3-13](#) met en évidence des différences importantes entre les spectres observés à ces trois instants, en particulier pour les petites particules (de taille inférieure à $200\ \mu\text{m}$). Pour les cristaux de taille supérieure à $300\ \mu\text{m}$, les spectres mesurés à 14h02 et à 15h35 se rejoignent progressivement. Le spectre de 15h21 présente beaucoup moins de particules que les deux autres jusqu'à environ 4 mm, mais les cristaux les plus gros sont quant à eux davantage représentés. Ces différences sont plus évidentes si on s'intéresse aux spectres massiques de ces trois distributions. La [figure 3-14](#) indique la masse des particules en fonction de leur diamètre (en trait continu), pour les trois mêmes instants que ceux de la [figure 3-13](#). Contrairement à la figure précédente, l'utilisation pour l'axe des ordonnées d'une échelle linéaire, permet de mettre en évidence des différences nettes entre ces trois spectres.

Il est important de préciser ici que les spectres en masse de la [figure 3-14](#) sont calculés à partir de la loi masse-diamètre (de type $m = \alpha \cdot D_{\text{max}}^{\beta}$) dont les coefficients α et β varient dans le temps et l'espace, selon le spectre observé. (cf. section 3.2.1). Pour chacun d'entre eux, des valeurs différentes de α et β sont utilisées dans le calcul de la masse des particules en fonction de D_{max} . L'effet de la variabilité dans le temps des coefficients de la loi masse-diamètre peut être détecté en comparant les spectres en nombre et en masse à 14h02 (en rouge) et 15h35 (en noir) : sur la [figure 3-13](#), on voit que la première intersection des deux spectres se situe au diamètre d'environ $400\ \mu\text{m}$, alors que sur la [figure 3-14](#) les deux courbes représentant les spectres en masse se croisent à un diamètre inférieur, vers $350\ \mu\text{m}$. Pour ces deux instants, l'exposant β de la loi masse-diamètre reste inchangé, avec une valeur de 2,24. Le pré-facteur α , quant à lui, est égal à 0,0067 à 14h02 et 0,0087 à 15h35. Ces valeurs sont établies d'après les travaux de thèse d'E. [Fontaine \(2014\)](#).

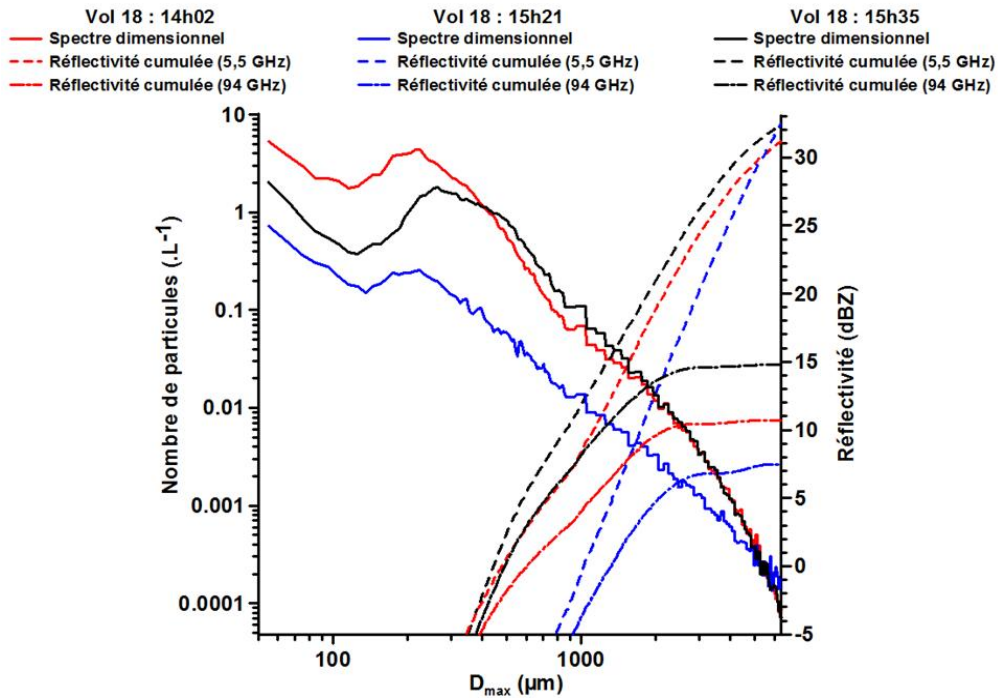


Figure 3-13 : Spectres dimensionnels des particules glacées pour 3 instants du vol 18 (moyennés sur une minute). Les courbes en pointillés courts (resp. longs) indiquent les réflectivités cumulées à 5,5 GHz (resp. 94 GHz) associées aux spectres.

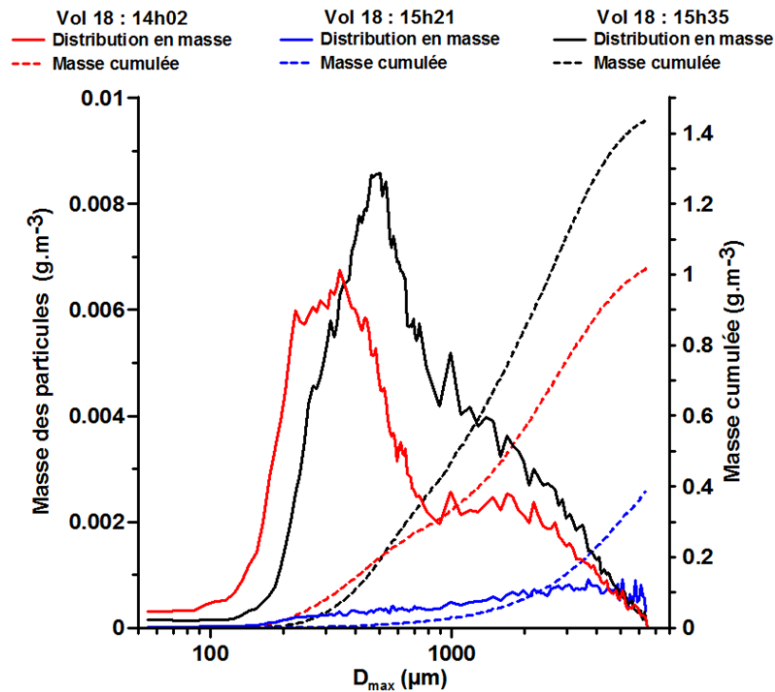


Figure 3-14 : Distributions en masse des particules glacées pour 3 instants du vol 18 (moyennées sur une minute). Les courbes en pointillés indiquent les masses cumulées associées à ces distributions.

L'importance du coefficient α est encore plus visible en comparant les spectres de ces deux instants pour une valeur de D_{\max} de 500 μm . En effet, pour les spectres massiques de la [figure 3-14](#), la différence entre les deux courbes est très importante : le spectre de 15h35 présente une valeur maximale presque deux fois plus grande que celle du spectre de 14h02 (0,009 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ contre 0,005 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$). En revanche, les spectres en nombre pour ces deux moments (au même diamètre de 500 μm) sont peu différents l'un de l'autre ([figure 3-13](#)). Un écart de 0,2 particules par litre existe entre les deux courbes, soit une différence d'environ 25%. La valeur du coefficient α de la loi masse-diamètre joue donc un rôle essentiel dans la restitution de la masse des particules glacées et donc de l'IWC.

3.3.3.4 Rôle des larges particules pour la restitution du contenu en glace à 5,5 GHz et à 94 GHz

Pour illustrer le rôle des plus grosses particules dans la restitution du contenu en glace, la masse cumulée des cristaux est représentée en pointillés sur la [figure 3-14](#) pour chacun des trois spectres. L'extrémité droite de ces courbes indique donc la valeur de l'IWC total après intégration sur l'ensemble du spectre (jusqu'à $D_{\max} = 6,4$ mm). On peut constater des différences importantes concernant le contenu en glace observé : à 14h02 sa valeur est d'environ 1 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, à 15h21 il est égal à 0,4 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$, et à 15h35 il atteint 1,45 $\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$. Ce résultat peut sembler surprenant puisque les réflectivités à 5,5 GHz calculées à ces trois instants sont similaires (d'après les zones grises de la [figure 3-9 c](#)). Pour comprendre ce phénomène, la [figure 3-13](#) présente, en plus des spectres dimensionnels, les réflectivités cumulées associées pour deux fréquences différentes, à 94 GHz (courbes en pointillés longs) et à 5,5 GHz (courbes en pointillés courts). On peut voir que quel que soit l'instant considéré, les réflectivités cumulées intégrées sur l'ensemble du spectre à 5,5 GHz convergent toutes les trois vers une seule et même valeur, autour de 31 dBZ. On constate également que les courbes pour 14h02 (en rouge) et 15h35 (en noir) commencent à converger à partir des valeurs de D_{\max} supérieures à 4 mm. Ce n'est pas le cas à 15h21 (en bleu), la pente de la courbe semble constante, même dans le domaine des plus grosses particules. On peut expliquer ce phénomène en observant les spectres dimensionnels de cette même [figure 3-13](#). Comme nous l'avons indiqué précédemment, le spectre de 15h21 présente davantage de grosses particules (au-delà de 5 mm) que les deux autres. Sa pente ne décroît pas significativement avec l'augmentation de D_{\max} . Par conséquent, le rôle essentiel des particules de grande taille permet à la réflectivité cumulée de 15h21 d'atteindre la même valeur qu'à 14h02 et 15h35, bien que le spectre associé présente beaucoup moins de petits cristaux que les deux autres.

D'après cet exemple, on peut donc conclure que durant la campagne Megha-Tropiques, les valeurs de réflectivité observées par le « radar-précipitations » en bande C du MIT ne permettent pas de restituer

des informations fiables sur le contenu en glace des couches stratiformes glacées échantillonnées durant les vols.

La même analyse peut être effectuée en se basant cette fois sur des réflectivités à 94 GHz (fréquence du radar embarqué RASTA). Les courbes en pointillés longs de la [figure 3-13](#) représentent la réflectivité cumulée pour les trois instants considérés, à 94 GHz. On peut constater qu'avec l'utilisation de cette fréquence, les trois courbes convergent vers leur valeur finale respective avant la fin du spectre. L'intégration des particules supérieures à 2 mm n'influe quasiment pas sur la réflectivité, quel que soit le cas considéré. Même pour la situation de 15h21, l'existence non négligeable de particules de taille supérieure à 4 mm ne provoque qu'une très faible augmentation de la réflectivité.

Ainsi, on met donc en évidence la différence de sensibilité aux grosses particules entre les radars à basse fréquence (généralement entre 3 et 10 GHz) utilisés pour étudier les précipitations et les radars dits « radars nuages », de plus haute fréquence (comme ici le radar RASTA). Ces derniers sont très peu influencés par la présence de gros cristaux, tandis que les « radars précipitations » y sont très sensibles. L'explication tient au fait qu'il existe des différences de propriétés de diffusion par les particules selon la longueur d'onde utilisée. [Hogan et al. \(2012\)](#) montrent que dans le cas des radars centimétriques (de basse fréquence) le coefficient de rétrodiffusion des particules augmente de façon continue avec le 6^{ème} moment de la taille des cristaux, alors que pour les radars millimétriques (de haute fréquence) il n'augmente quasiment plus au-delà d'une taille de particules de 2 mm.

Par conséquent, pour les radars centimétriques, la présence d'un faible nombre de gros cristaux (avec un faible IWC) peut provoquer la même réflectivité qu'un grand nombre de petits cristaux (avec un fort IWC). En revanche, pour les radars millimétriques (tel que le radar embarqué RASTA), l'existence de cristaux de taille supérieure à 2 mm n'a quasiment aucune influence sur les valeurs de réflectivités. Les valeurs de Z à 94 GHz coïncident davantage avec le contenu en glace, qui est majoritairement déterminé par les particules comprises entre 200 μm et 2 mm.

3.4 Conclusions

À travers ce chapitre, nous avons comparé un grand nombre d'observations microphysiques aéroportées avec des mesures radar effectuées depuis le sol durant la campagne Megha-Tropiques 2010 à Niamey. Les couches nuageuses ainsi étudiées sont les zones stratiformes glacées de systèmes

convectifs africains, avec des contenus en glace importants, et des particules de grande taille (dépassant parfois la limite de détection de l'instrumentation embarquée).

Les observations *in-situ*, qui permettent d'obtenir des informations sur le spectre dimensionnel des cristaux, leur forme, et leur masse, ont été utilisées afin de calculer des valeurs de réflectivité pour une fréquence de 5,5 GHz, autorisant l'utilisation de l'approximation de Rayleigh.

La colocalisation de cette réflectivité *in-situ* avec les mesures effectuées depuis le sol a été réalisée grâce à une méthodologie impliquant une interpolation spatiale et une interpolation temporelle le long de la trajectoire de l'avion des observations MIT.

La confrontation des données issues des deux radars sol (MIT et Xport) a permis de mettre en avant une sous-estimation globale des valeurs mesurées par le MIT, en particulier pour les fortes réflectivités. Une correction de ces données a donc été établie afin d'harmoniser les mesures.

De façon générale, les réflectivités *in-situ* et celles mesurées par le radar MIT sont en accord dans la plupart des cas. En particulier, les variations temporelles des deux signaux sont semblables. Pour la majorité des vols étudiés, l'écart-type entre les deux réflectivités est de l'ordre de 3 dBZ. Seul le vol 19 présente des différences significatives et constantes entre les deux signaux.

Les interpolations spatiale et temporelle peuvent provoquer des erreurs dans le calcul de la réflectivité colocalisée. De plus, pour analyser les écarts observés, on doit prendre en compte la différence importante qui existe entre les volumes d'échantillonnage des sondes *in-situ* et du radar MIT. Les écarts constatés entre la réflectivité *in-situ* et la réflectivité du radar MIT peuvent également provenir des hypothèses utilisées pour le calcul de la réflectivité *in-situ*. Ces dernières ne sont pas toujours en accord avec les conditions microphysiques réelles. Tous ces aspects peuvent donc expliquer les situations où la réflectivité MIT colocalisée (sous-estimée à cause de la méthode de colocalisation et des différents volumes d'échantillonnage) est nettement inférieure à la réflectivité *in-situ* (surestimée par les hypothèses utilisées dans le calcul).

De plus, l'analyse de plusieurs spectres tirés du vol 19 nous a permis de comprendre l'importance des particules les plus grosses dans la restitution de la réflectivité *in-situ*. En effet, s'il existe des cristaux de grande taille, cette dernière est largement sous-estimée à cause de la limite de détection des sondes aéroportées, qui est de 6,4 mm.

La restitution de la réflectivité grâce aux observations de l'avion est aussi particulièrement dépendante de la connaissance de la masse et du volume individuels de chaque particule. La loi masse-diamètre utilisée lors du calcul est un élément clé pour déduire cette réflectivité.

La confrontation de la réflectivité *in-situ* à 5,5 GHz avec les contenus en glace observés durant la campagne Megha-Tropiques a mis en évidence qu'une relation linéaire entre ces deux grandeurs

n'est détectable que pour quelques vols. L'augmentation de l'IWC avec la réflectivité n'est observée que pour des vols ayant exploré des régions à faibles réflectivités (inférieures à 10 dBZ), donc des champs nuageux plus fins et moins intenses. L'ensemble des observations réalisées entre 20 et 30 dBZ indique que le contenu en glace peut atteindre des valeurs de 0,2 jusqu'à 2 g.m⁻³ pour une même réflectivité.

La relation existant entre le contenu en glace et la réflectivité peut également être analysée en tenant compte de la température à laquelle les observations ont été réalisées. De façon générale, on a vu que les réflectivités les plus fortes apparaissent pour les températures les plus hautes, c'est-à-dire pour des nuages de plus basse altitude. À travers le vol 15, on a également constaté qu'une diminution de la température entraîne une augmentation de l'IWC, pour une réflectivité fixe. Cependant, la dépendance de la relation entre Z et l'IWC à la température n'a pas pu être constatée pour l'ensemble des vols de la campagne Megha-Tropiques de 2010. L'influence de ce paramètre reste donc à confirmer.

L'analyse détaillée de plusieurs spectres dimensionnels a mis en avant que l'observation de réflectivités autour de 30 dBZ peut être causée par des conditions microphysiques et donc des populations de cristaux très différentes.

Les particules glacées les plus grandes jouent un rôle majeur dans la réflectivité, mais cela n'est valable que pour les radars centimétriques. Pour ces derniers, un faible nombre de gros cristaux engendre la même valeur de réflectivité qu'un grand nombre de petits cristaux. En revanche, pour les radars millimétriques (comme le RASTA), l'existence de cristaux de taille supérieure à 2 mm n'a pas d'influence sur les valeurs de Z. Les réflectivités à 94 GHz coïncident donc davantage avec le contenu en glace.

Par conséquent, l'utilisation d'un « radar nuage » tel que le radar RASTA permet d'obtenir davantage d'informations sur le contenu en glace du nuage que les « radars précipitations » comme le MIT.

Grâce à ce chapitre, nous avons donc exploité les différents jeux de données issus de la campagne Megha-Tropiques de 2010, notamment les radars au sol. Nous avons mis en lumière l'utilité des mesures directes *in-situ* pour obtenir l'information microphysique sur les systèmes convectifs nécessaire à la validation satellitaire. De plus, ces mesures aéroportées sont indispensables car elles ne peuvent pas être remplacées uniquement par des mesures de réflectivité réalisées depuis le sol, ces dernières ne donnant pas d'information suffisantes sur le contenu en glace notamment.

Cependant, les mesures directes dans des systèmes convectifs africains telles que celles récoltées grâce à la campagne Megha-Tropiques de Niamey sont rares. La communauté scientifique utilise de plus en

plus les modèles météorologiques afin d'améliorer sa connaissance de la MAO et des systèmes nuageux convectifs qui lui sont associés. On peut donc se demander si les modèles numériques peuvent simuler les structures dynamiques et microphysiques observées lors du passage d'une ligne de grains de façon suffisamment précise et exacte pour aider eux aussi à l'amélioration des algorithmes de restitution des données satellitaires. Le dernier chapitre de ce manuscrit cherche donc à tester l'efficacité d'un modèle météorologique pour simuler un cas concrètement observé durant la campagne de Niamey, mettant ainsi en œuvre une véritable synergie entre observations et modélisation.

CHAPITRE 4 : CAS DU 13 AOUT 2010 : MODELISATION D'UNE LIGNE DE GRAINS AVEC LE MODELE WRF

Après avoir confronté les mesures réalisées grâce aux radars sol et celles réalisées par les sondes *in-situ* du Falcon 20 lors de la campagne de validation Megha-Tropiques de Niamey, nous allons maintenant à travers ce chapitre aborder l'aspect modélisation de cette thèse. En effet, un enjeu majeur de la physique de l'atmosphère actuelle est de tester et d'améliorer les différents modèles météorologiques existants. Nous avons donc choisi d'évaluer la capacité de l'un d'entre eux, WRF (Weather Research and Forecasting), à représenter la formation, le développement et la dissipation d'une ligne de grains. Pour cela, nous avons basé notre analyse sur une étude de cas tirée de la campagne de Niamey, le 13 août 2010 (le vol 18), en comparant notamment les champs de réflectivité issus du modèle et ceux observés par les radars au sol.

Nous présenterons dans un premier temps le modèle WRF et ses spécificités. Puis nous nous attarderons sur la simulation numérique du cas d'étude du 13 août. Nous décrirons tout d'abord la situation qui a été réellement observée durant cette journée. Puis, après avoir brièvement exposé la configuration choisie pour notre étude, nous nous arrêterons sur les différents résultats obtenus.

4.1 Le modèle WRF

4.1.1 Généralités sur les modèles météorologiques et particularités du modèle WRF

4.1.1.1 Principe et équations des modèles météorologiques

Il existe un grand nombre de modèles météorologiques déterministes, mais tous reposent sur le même principe. Un état initial de l'atmosphère le plus précis possible est fourni au modèle. Cet état initial est documenté grâce aux observations permanentes de terrain, ainsi que grâce à des données issues d'autres modèles à plus faible résolution, comme les modèles globaux utilisés pour effectuer des prévisions à grande échelle. En partant de cet état initial de l'atmosphère, le modèle

météorologique détermine l'évolution des différentes grandeurs dynamiques et thermodynamiques caractéristiques de l'atmosphère en résolvant un jeu d'équations.

La résolution numérique de ces équations nécessite une discrétisation de l'espace et du temps. Le domaine d'étude est maillé selon les trois dimensions de l'espace, et le calcul est réalisé en chaque point de la grille. La puissance des machines de calcul doit donc être d'autant plus grande que la résolution spatiale du domaine est fine. Afin d'optimiser le temps de calcul, il est donc essentiel d'adapter la taille et la résolution du domaine de simulation aux phénomènes météorologiques que l'on souhaite étudier. Il en est de même pour la résolution temporelle, puisque les calculs sont effectués à chaque pas de temps. Selon les processus atmosphériques auxquels on s'intéresse, l'échelle temporelle sera largement différente et demandera plus ou moins de précision. C'est cette diversité d'échelles spatiale et temporelle qui explique l'existence d'un grand nombre de modèles météorologiques. Ils permettent l'étude des processus allant de la micro-échelle (turbulence, rafales) pour les modèles les plus détaillés, jusqu'à l'échelle planétaire (jet stream) pour les modèles globaux (Orlanski, 1975).

Les équations mathématiques utilisées par les modèles météorologiques sont celles de Navier-Stokes, souvent simplifiées. Elles décrivent l'évolution des quatre variables atmosphériques fondamentaux : le vent, la pression, la température et le contenu en eau dans l'air. Elles peuvent s'écrire sous des formes mathématiques diverses. C'est pourquoi nous ne nous attarderons pas ici sur leur formalisme mais plutôt sur leur signification physique.

- *Equation du mouvement* : Issu du second principe de Newton, il s'agit du bilan des forces qui s'exercent sur le fluide atmosphérique et qui provoquent donc son mouvement. Ces forces regroupent la force de Coriolis, la force de pression, la gravité, la force centripète, et les forces de frottement.
- *Equation de continuité, ou conservation de la masse* : il n'y a dans l'atmosphère aucune perte ni aucun gain de masse, tout mouvement est compensé, qu'il soit horizontal ou vertical.
- *Equation de la thermodynamique, ou conservation de l'énergie* : comme la masse, l'énergie est une grandeur qui se conserve dans l'atmosphère. Tout changement de l'énergie interne d'un système implique un échange de travail ou de chaleur avec l'extérieur.

Les trois équations présentées jusque-là représentent les équations primitives de base régissant les phénomènes atmosphériques. Pour être complet, on ajoute généralement une équation de conservation de l'humidité spécifique afin de traiter la vapeur d'eau. Enfin, il faut aussi prendre en considération l'équation d'état des gaz parfaits.

L'ensemble de ces équations constitue le cœur dynamique du modèle météorologique et il est donc résolu, maille par maille, à chaque pas de temps de la simulation. Cependant il existe un grand nombre de phénomènes qui ne peuvent pas être résolus explicitement par ces équations car leur

dimension est inférieure à la taille de la maille considérée. Pour ces processus dits « sous-maille », le modèle météorologique utilise des paramétrisations. Elles permettent de prédire les effets collectifs de phénomènes d'échelle fine localisés à l'intérieur d'une maille. Il peut s'agir de processus d'échanges de surface ou de couche limite (liés à la turbulence atmosphérique), de convection, de microphysique ou de rayonnement, par exemple. Chacun de ces schémas de paramétrisations interagit avec les autres. Le noyau dynamique du modèle et ce noyau dit « physique » communiquent à chaque pas de temps.

4.1.1.2 Caractéristiques du modèle WRF

Le modèle WRF (Weather Research and Forecasting) est développé principalement par le NCAR (National Center for Atmospheric Research) et la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) depuis 2000. Il est très régulièrement mis à jour (tous les 6 mois) grâce à une communauté d'utilisateurs internationale très active. Dans ce travail de thèse, nous avons utilisé la version 3.4.1 de WRF ARW (Advanced Research WRF) (Skamarock et al., 2008).

WRF est un modèle méso-échelle. Il permet donc d'étudier les phénomènes météorologiques qui se déroulent entre l'échelle synoptique et la micro-échelle. Temporellement, cette échelle regroupe les événements dont la durée s'étend entre quelques minutes (échelle méso-gamma) et quelques jours (échelle méso-alpha). Spatialement, les phénomènes méso-échelle ont une taille comprise entre quelques kilomètres et plusieurs centaines de kilomètres.

Le modèle WRF utilise une approche eulérienne des équations de la mécanique des fluides abordées dans la section 4.1.1.1. Ce modèle possède une très grande flexibilité, avec une large gamme de configurations disponibles, allant de cas idéalisés en 2D ou 3D, jusqu'aux cas réels, avec assimilation de données possible. Des modules dédiés à la pollution atmosphérique et aux problèmes environnementaux sont également présents. Nous allons maintenant nous attarder sur les caractéristiques majeures de ce modèle et de son fonctionnement.

❖ *L'HYPOTHESE NON-HYDROSTATIQUE :*

WRF est configuré par défaut pour être un modèle non-hydrostatique. On considère souvent qu'au sein de l'atmosphère la vitesse verticale évolue très lentement (notamment par rapport à l'accélération de la pesanteur g), et on ignore donc cette accélération. C'est l'approximation hydrostatique. Cependant, si cette approximation se justifie à grande échelle et permet un gain considérable en temps de calcul, elle n'est plus valable pour l'étude de la convection profonde, aux échelles fines (inférieures à 10 km). Il est donc intéressant d'utiliser un modèle non-hydrostatique tel

que WRF pour étudier le développement de systèmes convectifs, où les accélérations verticales sont loin d'être négligeables.

❖ LES GRILLES VERTICALE ET HORIZONTALE :

Le modèle WRF utilise une coordonnée verticale en pression appelée η , qui suit la topographie du terrain. Elle est définie par l'équation :

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad (4.1)$$

où p_h représente la pression hydrostatique du niveau considéré, p_{ht} la pression hydrostatique à la surface, et p_{hs} la pression hydrostatique au sommet du modèle. La coordonnée η varie donc entre la valeur 1 à la surface du modèle, jusqu'à 0 à son sommet, comme l'indique la [figure 4-1a](#). Cette représentation est notamment proposée par [Laprise \(1992\)](#) et permet de mieux prendre en compte la topographie du terrain, grâce à une densité de niveaux plus importante vers la surface pour mieux modéliser les basses couches atmosphériques.

En ce qui concerne la grille horizontale, WRF utilise une grille de type Arakawa C ([Arakawa et Suarez, 1983](#)), illustrée sur la [figure 4-1b](#). Les champs dynamiques tels que les composantes du vent horizontal sont résolus à la jonction entre les mailles, tandis que les autres variables sont résolues au centre de chacune d'entre elles.

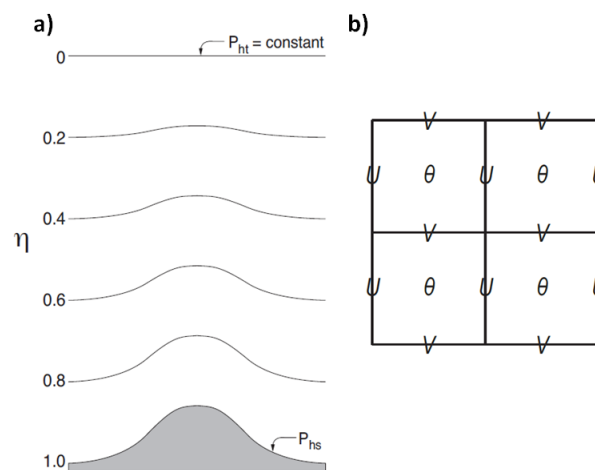


Figure 4-1 : a) Schématisation de la coordonnée verticale η utilisée dans WRF. P_{ht} et P_{hs} représentent respectivement la pression au sommet de l'atmosphère et à la surface. b) Schématisation de la grille horizontale Arakawa C de WRF, avec U et V les composantes du vent horizontal et θ la température. D'après [Skamarock et al. \(2008\)](#).

❖ **LE PRE-TRAITEMENT DES DONNEES ET L'INITIALISATION DU MODELE**

L'ensemble des étapes préparatoires à une simulation par le modèle WRF est regroupé à travers la [figure 4-2](#). Dans un premier temps, le pré-traitement de WRF (ou WPS pour WRF Pre-Processing System) est constitué de trois étapes qui permettent de préparer les données utilisées pour l'initialisation du modèle : *geogrid*, *ungrib*, et *metgrid*.

Geogrid configure les domaines (taille, localisation, résolution, projection cartographique), et sélectionne les champs statiques, non variables avec le temps. Il s'agit principalement des types de sol, divisés en 16 catégories (sable, eau, argile, etc.), et des types d'occupation des sols composés de 24 catégories (forêts, régions urbaines, etc.). Ces données sont fournies par l'USGS (United States Geological Survey) ([Anderson et al., 1976](#)) et *geogrid* interpole ces champs terrestres statiques sur les mailles de simulation. Grâce à *ungrib*, les données dynamiques (variables météorologiques et de surface) sont extraites selon le pas de temps désiré, ce qui permet de fixer les conditions aux limites et en surface du domaine d'étude. Enfin, *metgrid* interpole horizontalement les champs dynamiques précédemment sélectionnés sur la ou les grilles définies au début du processus de pré-traitement.

À la suite du WPS, une étape d'initialisation est effectuée. Elle est appelée *real* pour les simulations non idéalisées. Cette étape consiste en l'interpolation des champs atmosphériques du modèle « forceur » à grande échelle selon la coordonnée verticale η présentée précédemment. Cette interpolation est réalisée pour chaque maille 3D du domaine de simulation afin d'initialiser le modèle WRF. Les données du modèle grande échelle, utilisées pour les conditions initiales, le sont également pour les conditions aux limites du domaine tout au long de la simulation.

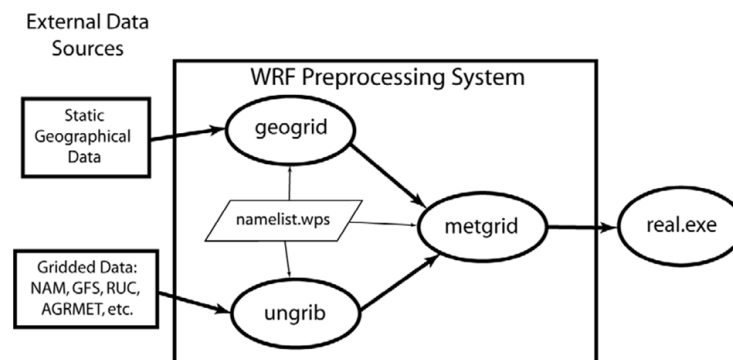


Figure 4-2 : Pré-traitement du modèle WRF, avec les 3 étapes du WPS (*namelist.wps* est le fichier de configuration du WPS) et l'initialisation *real*. D'après [Wang et al. \(2011\)](#).

❖ **IMBRICATION DE DOMAINES OU NESTING**

Le modèle WRF permet une descente d'échelle par emboitements successifs de plusieurs domaines, dont la résolution augmente au fur et à mesure. Cette technique appelée « nesting »

implique des échanges entre le « domaine-parent » et le « domaine-enfant ». Ces échanges peuvent se faire, au choix, uniquement dans un sens (du domaine le plus large vers le domaine le plus fin) ou bien dans les deux sens. On parle alors respectivement de « one-way nesting » ou de « two-way nesting ». Quel que soit le type d'imbrication utilisé, les conditions aux limites des domaines emboîtés sont données par le domaine-parent, tandis que le domaine le plus grand est le seul à être forcé par un modèle à plus grande échelle.

❖ LES SCHEMAS DE PARAMETRISATIONS

Comme dans la plupart des modèles météorologiques, le modèle WRF regroupe ses paramétrisations selon plusieurs catégories : les schémas de rayonnement, les schémas de surface, les schémas de couche limite, les schémas de microphysique et enfin les schémas de convection. Celles-ci sont appelées dans un ordre précis à chaque pas de temps et interagissent entre elles durant la simulation. L'ensemble de ces paramétrisations et leurs différentes interactions sont schématisés sur la [figure 4-3](#). Dans chacune de ces catégories, un grand nombre de choix est disponible (entre 6 et 12 schémas selon la catégorie), ce qui démultiplie les configurations possibles du modèle. Nous ne nous attarderons pas ici sur la liste exhaustive de l'ensemble des schémas de paramétrisations proposés par WRF. Nous indiquerons seulement que le degré de complexité de chacun de ces schémas peut être varié, impliquant ainsi des temps de calcul plus ou moins allongés, et que le choix des paramétrisations utilisées dépend donc de l'objectif de la simulation.

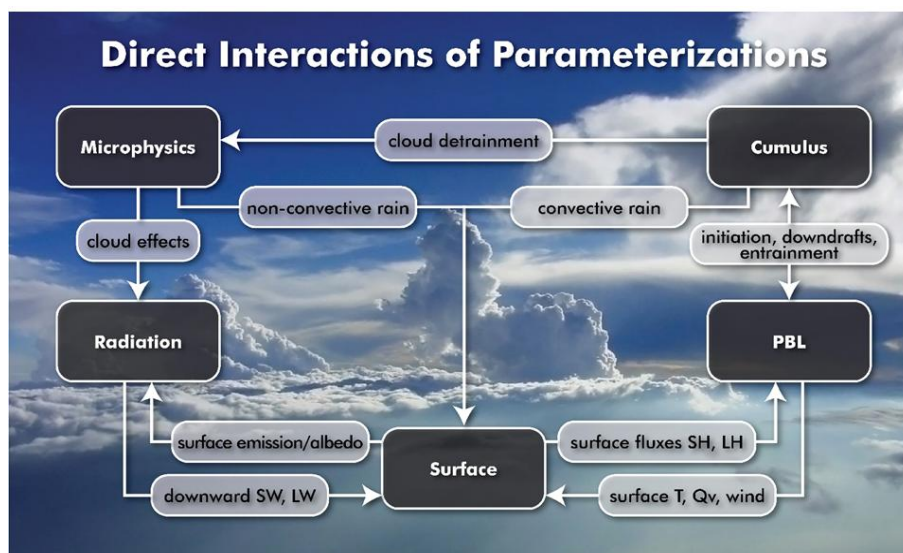


Figure 4-3 : Interactions entre les différentes paramétrisations présentes dans le modèle WRF. D'après le Development Testbed Center (DTC).

Dans cette thèse, nous nous intéressons aux processus qui se déroulent au sein des nuages convectifs. Par conséquent, le prochain paragraphe sera consacré à la prise en compte de la microphysique dans les modèles météorologiques et nous développerons plus particulièrement deux schémas de paramétrisation employés durant nos simulations avec le modèle WRF : le schéma de Thompson (Thompson et al., 2008), et le schéma de Morrison (Morrison et al., 2009).

4.1.2 Les paramétrisations microphysiques dans WRF

4.1.2.1 Généralités sur les schémas de microphysique

Dans les modèles météorologiques, les schémas de paramétrisation microphysique cherchent à représenter les processus d'échanges se déroulant au sein des nuages, entre les différentes phases de l'eau. L'ensemble de ces processus intervient dans la formation, le développement et la dissipation des systèmes nuageux convectifs. La complexité de ces phénomènes de très petite échelle a amené la communauté scientifique à développer deux approches distinctes dans leurs paramétrisations.

L'approche dite « bin » ou spectrale représente une microphysique détaillée, mais elle nécessite des temps de calcul considérables et elle est le plus souvent utilisée dans des modèles à très petite échelle à une ou deux dimensions. Elle permet de résoudre explicitement la distribution en taille des particules. Le spectre dimensionnel n'est pas fixé à l'avance mais est discrétisé sur une grille de taille. On détermine un très grand nombre de variables pronostiques, fortement lié à celui des classes de taille et qui peut aller jusqu'à plusieurs centaines. Dans ces schémas, les spectres dimensionnels des hydrométéores évoluent selon les processus microphysiques impliqués. Tous les mécanismes de formation, et de croissance des hydrométéores peuvent être pris en compte. On peut citer dans cette catégorie de paramétrisation les travaux de Khain et al. (2004) ou de Leroy et al. (2009) par exemple, parmi beaucoup d'autres.

L'approche dite « bulk » est quant à elle moins précise que les schémas de type « bin » mais elle est plus facilement intégrable aux modèles météorologiques à échelles régionale et globale. L'ensemble des particules est divisé en plusieurs catégories d'hydrométéores. Selon la complexité du schéma, le nombre de catégories peut varier de deux (eau nuageuse et pluie) à six (eau nuageuse, pluie, neige, glace nuageuse, graupel et grêle). Un nombre accru de catégories de particules permet principalement de différencier la phase glacée de l'eau. Chaque type d'hydrométéores interagit avec les autres, par de nombreux processus microphysiques. Contrairement aux modèles explicites de type « bin », ici la distribution en taille de chacune de ces catégories est représentée par une fonction prédéterminée définie par des paramètres de forme. Il s'agit le plus souvent de fonctions type gamma, exponentielle,

ou log-normale. Ce choix de distribution est un point clé dans la bonne restitution de la microphysique du nuage car les processus microphysiques et radiatifs dépendent en grande partie du spectre dimensionnel des hydrométéores.

À partir de cette description en taille prescrite pour chaque catégorie d'hydrométéores, les modèles « bulk » considèrent un ou plusieurs moments. Noté M^i , le moment d'ordre i pour un spectre donné $N(D)$ s'écrit sous la forme :

$$M^i = \int_{\text{spectre}} N(D) D^i dD \quad (4.2)$$

Ainsi, le moment d'ordre 0 donne le nombre de particules (qui peut être facilement relié à une concentration en nombre) et celui d'ordre 3 est proportionnel à la masse totale (pouvant être transformée en rapport de mélange). On peut également remarquer que le moment d'ordre 6 est relié à la réflectivité radar. Les modèles microphysiques « bulk » sont donc classés selon le nombre de moments considérés. Les schémas à simple moment calculent uniquement le rapport de mélange des hydrométéores, tandis que ceux à double moment considèrent aussi la concentration en nombre des différentes espèces. Le calcul se résume donc à une ou deux variables pronostiques seulement. Parmi les schémas à un moment, on peut citer ceux de [Lin et al. \(1983\)](#) ou de [Hong et al. \(2004\)](#) entre autres.

Dans la version 3.4.1 de WRF que nous avons utilisée, il existe une quinzaine de schémas microphysiques disponibles, plus ou moins sophistiqués et récents. Nous avons choisi pour notre étude les schémas de Thompson et de Morrison.

4.1.2.2 Les schémas de Thompson et de Morrison

Tous les schémas microphysiques proposés dans WRF sont de type « bulk ». Afin d'obtenir un plus grand degré de liberté dans la représentation des processus microphysiques, nous avons décidé de privilégier deux schémas à deux moments parmi les plus récents : celui de Thompson et de Morrison. Les principales caractéristiques et les articles de référence concernant ces deux modèles dont nous allons brièvement présenter les principes sont indiqués dans le [tableau 4-1](#).

Le premier schéma microphysique de Thompson ([Thompson et al., 2004](#)) est initialement basé sur celui de [Reisner et al. \(1998\)](#), qui a été amélioré pour se rapprocher d'une représentation microphysique explicite détaillée. Par la suite, [Thompson et al. \(2008\)](#) proposent une nouvelle version de ce schéma qui prend en considération cinq catégories d'eau condensée : l'eau nuageuse, la pluie, la glace nuageuse, la neige et le graupel. Ce schéma est à double moment uniquement pour la pluie et la

glace nuageuse qui sont pronostiquées à la fois par leur rapport de mélange et par leur concentration en nombre. Il comporte donc au total 7 variables pronostiques, comme indiqué dans le [tableau 4-1](#).

L'initiation de la glace nuageuse est régie par la relation de [Cooper \(1986\)](#), qui est basée sur des mesures directes de cristaux de glace. Pour représenter l'auto-conversion des gouttelettes de nuage (qui regroupe les phénomènes de collision et de coalescence nécessaires à la formation des gouttes de pluie), la paramétrisation issue des travaux de [Walko et al. \(1995\)](#) fait intervenir une distribution gamma, les densités de l'air et de l'eau, et un diamètre moyen des gouttelettes de nuage. La distribution en taille des particules de neige roulée (graupels) prend la forme d'une fonction gamma généralisée. Son paramètre d'interception N_0 dépend du rapport de mélange en graupel q_g . Pour déclencher un processus de transformation de la neige en graupel, le schéma de Thompson exige que la croissance par givrage soit supérieure d'un facteur 3 à la croissance par déposition. Le facteur d'interception de la distribution en taille de la neige dépend de la température, pour représenter au mieux les observations réalisées grâce à des mesures aéroportées ([Houze et al., 1979](#)). Celui de la distribution en taille de la pluie dépend du rapport de mélange de cette espèce, ce qui permet de mieux simuler la transition progressive entre les gouttelettes de nuage et la bruine, puis entre la bruine et les gouttes de pluie.

Dans la version du schéma de Thompson de 2008, la représentation de la neige est modifiée. Sa distribution en taille dépend toujours de la température mais également du contenu en glace. Cette distribution est assimilée à la somme d'une loi gamma et d'une loi exponentielle, d'après les observations de [Field et al. \(2005\)](#). De plus, les particules de neige peuvent présenter des formes non sphériques, et leur densité n'est plus fixe mais varie de façon inverse avec le diamètre. Ces modifications permettent d'être en meilleur accord avec les nombreuses observations de terrain et représentent une grande nouveauté parmi les schémas microphysiques existants.

Toutes les catégories d'hydrométéores (excepté la neige) sont également représentées par une fonction gamma généralisée. Le facteur d'interception de la distribution de la pluie dépend toujours de son rapport de mélange, mais il est également modifié selon son origine. En effet, la pluie peut être issue de la fonte de la glace ou bien des processus de collision-coalescence. Le schéma d'ajustement qui calcule la saturation en humidité de l'air (qui permet d'initier la condensation de la vapeur d'eau sur les noyaux de condensation) est modifié grâce à la méthode itérative issue de [Langlois \(1973\)](#). De plus, contrairement à beaucoup d'autres schémas, la pluie ne peut s'évaporer qu'après l'eau nuageuse, si les conditions thermodynamiques sont toujours favorables. Basé sur des observations, le paramètre de forme de la distribution gamma pour l'eau nuageuse est variable. Des tables de référence prédisent, pour une goutte d'eau, la probabilité de congeler ([Bigg, 1953](#)). On utilise aussi des tables pour déterminer la quantité de glace nuageuse capable de se convertir en neige. La représentation de la plupart des processus microphysiques est modifiée, comme celle du dépôt de vapeur, de la sublimation

et de l'évaporation, ainsi que de la collection de la neige et du graupel par la pluie. Les efficacités de collection de la pluie, du graupel et de la neige deviennent variables.

	<i>Schéma de Thompson</i>	<i>Schéma de Morrison</i>
<i>Implémentation dans WRF</i>	2009	2008
<i>Variables en masse</i>	Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g	Q_c, Q_r, Q_i, Q_s, Q_g
<i>Variables en nombre</i>	N_r, N_i	N_r, N_i, N_s, N_g
<i>Références</i>	Thompson et al. (2004) Thompson et al. (2008)	Morrison et al. (2005) Morrison et Pinto (2006) Morrison et al. (2009)

Tableau 4-1 : Caractéristiques des schémas de Thompson et Morrison. Les lettres c, r, i, s, g représentent respectivement l'eau nuageuse, la pluie, la glace, la neige, et le graupel.

Le schéma de Morrison est également un schéma microphysique de type « bulk ». Il considère lui aussi cinq classes d'eau condensée : l'eau nuageuse, la glace nuageuse, la pluie, la neige et le graupel. Ce schéma pronostique au total 9 variables : les rapports de mélange de tous les types de particules, et les concentrations en nombre de 4 catégories (la pluie, la glace nuageuse, la neige et le graupel). Les distributions en taille (ou PSD pour Particle Size Distribution) de tous les types de particules sont représentées par des fonctions gamma de type :

$$N(D) = N_0 D^\mu e^{-\lambda D} \quad (4.3)$$

avec N_0 le facteur d'interception, λ la pente, μ le paramètre de forme de la distribution, et D le diamètre de la particule. Les paramètres N_0 et λ sont eux-mêmes dérivés de la concentration en nombre, du rapport de mélange et du paramètre de forme μ de la catégorie d'hydrométéores considérée. Cependant, ces PSD de type gamma sont simplifiée pour les espèces précipitantes (pluie, neige, graupel) et la glace nuageuse, en imposant un paramètre μ égal à 0, ce qui transforme les distributions en lois exponentielles. L'ensemble des hydrométéores est considéré comme des particules sphériques.

De nombreux processus microphysiques en phase liquide, solide, et mixte, sont pris en compte pour modéliser les interactions entre les différentes catégories d'eau. Ces interactions sont schématisées dans la [figure 4-3](#). Sur ce schéma issu de [Morrison et al. \(2005\)](#), le compartiment « graupel » n'apparaît pas car cette catégorie d'hydrométéores n'a été ajoutée au schéma microphysique que dans une seconde version, datant de 2008.

Des rapports de mélange minimums sont nécessaires pour activer certains processus microphysiques. Par exemple, pour produire des graupels à partir de collisions entre gouttes de pluie et particules de neige, celles-ci doivent être présentes avec un rapport de mélange supérieur à $0,1 \text{ g.kg}^{-1}$. La collision entre neige et eau nuageuse implique, quant à elle, des rapports de mélange respectifs de 0,1 et $0,5 \text{ g.kg}^{-1}$ pour les deux espèces concernées.

Pour chaque type d'hydrométéores, les variations des concentrations en nombre d'une part, et celles des rapports de mélange d'autre part sont étroitement liées. Des hypothèses sont posées indiquant que durant l'évaporation des gouttes de pluie par exemple, la baisse relative de la concentration en nombre est la même que celle du rapport de mélange, ce qui implique que la taille moyenne des gouttes reste inchangée. La sublimation et la fonte de la neige ou des agrégats sont traitées de la même façon. L'augmentation de la concentration de la pluie due à la fonte d'hydrométéores glacés est égale à la diminution des concentrations de la neige et des agrégats.

Le schéma de Morrison apporte également une attention particulière aux interactions entre hydrométéores et aérosols, et plus spécialement aux processus d'activation des gouttelettes de nuage et de la nucléation homogène et hétérogène de la glace.

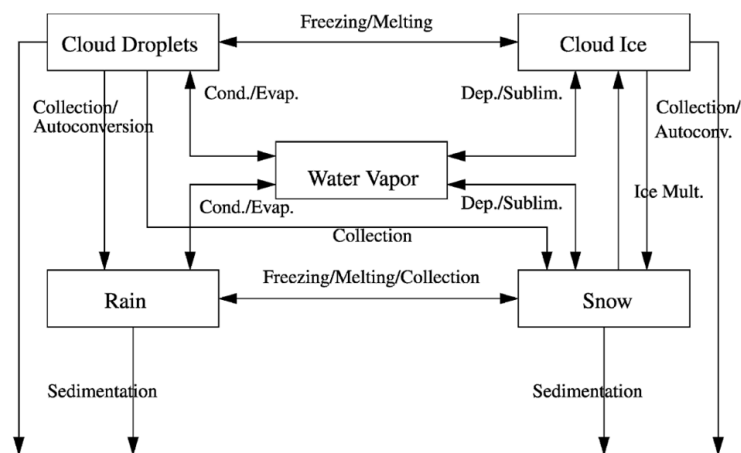


Figure 4-4 : Processus d'interactions entre les différentes catégories d'eau dans le schéma microphysique de Morrison. D'après Morrison et al (2005).

Les schémas de Thompson et de Morrison sont donc deux schémas de type « bulk » à double moments. Leur principale différence réside dans le nombre de catégories d'hydrométéores pronostiquées simultanément par leur rapport de mélange et leur concentration en nombre (2 pour le schéma de Thompson contre 4 pour celui de Morrison). Ces deux modèles prennent en compte tous les processus microphysiques pouvant exister entre les différents types de particules nuageuses et précipitantes, en faisant des hypothèses différentes.

4.2 Cas du 13 Août 2010 : configuration et résultats

Après avoir exposé les caractéristiques du modèle utilisé, nous allons maintenant aborder notre étude de cas qui a pour but d'évaluer les capacités de WRF à simuler une ligne de grains africaine dans le cadre de l'aide à la validation des algorithmes de télédétection comme celui de Megha-Tropiques.

Dans un premier temps, nous présenterons donc la situation météorologique observée du 13 août 2010 autour de Niamey. Puis nous préciserons la configuration choisie pour les simulations numériques réalisées. Enfin, nous analyserons les résultats obtenus autour de plusieurs axes d'étude :

- ❖ La simulation numérique effectuée grâce à WRF parvient-elle à reproduire la situation météorologique effectivement observée durant la journée du 13 août ?
- ❖ Comment la convection profonde se développe-t-elle dans le modèle ?
- ❖ Le modèle représente-t-il correctement la structure verticale de champs de réflectivité observés par les radars déployés durant la campagne Megha-Tropiques ?
- ❖ Le choix du schéma de paramétrisation microphysique a-t-il une influence majeure sur les résultats de la simulation ?

4.2.1 Situation météorologique observée

Durant la journée du 13 Août 2010, une ligne de grains bien marquée est détectée par les radars MIT et Xport positionnés à Niamey. Dans la matinée, des cellules convectives intenses se forment d'abord à environ 350 km au sud-est de Niamey. Puis elles fusionnent pour donner naissance à une ligne de grains bien définie qui se propage alors en direction du nord-ouest. Durant son parcours, cette ligne se renforce. Le système convectif atteint la région de Niamey en début d'après-midi, connaît un maximum d'intensité entre 14h et 16h, avant de commencer à se dissiper en début de soirée.

Les figures 4-5 et 4-6 représentent respectivement les images satellites dans les domaines du visible et de l'infrarouge de ce système convectif durant la journée du 13 août. Sur ces images, on observe bien le déplacement de la ligne de grains vers le nord-ouest, au-dessus de la région de Niamey. Sur la figure 4-6, la présence d'un cercle symbolisant la portée du radar MIT montre que ce système convectif est bien observé par les radars sol (le radar Xport étant situé à une trentaine de kilomètres du MIT), durant sa phase la plus intense.

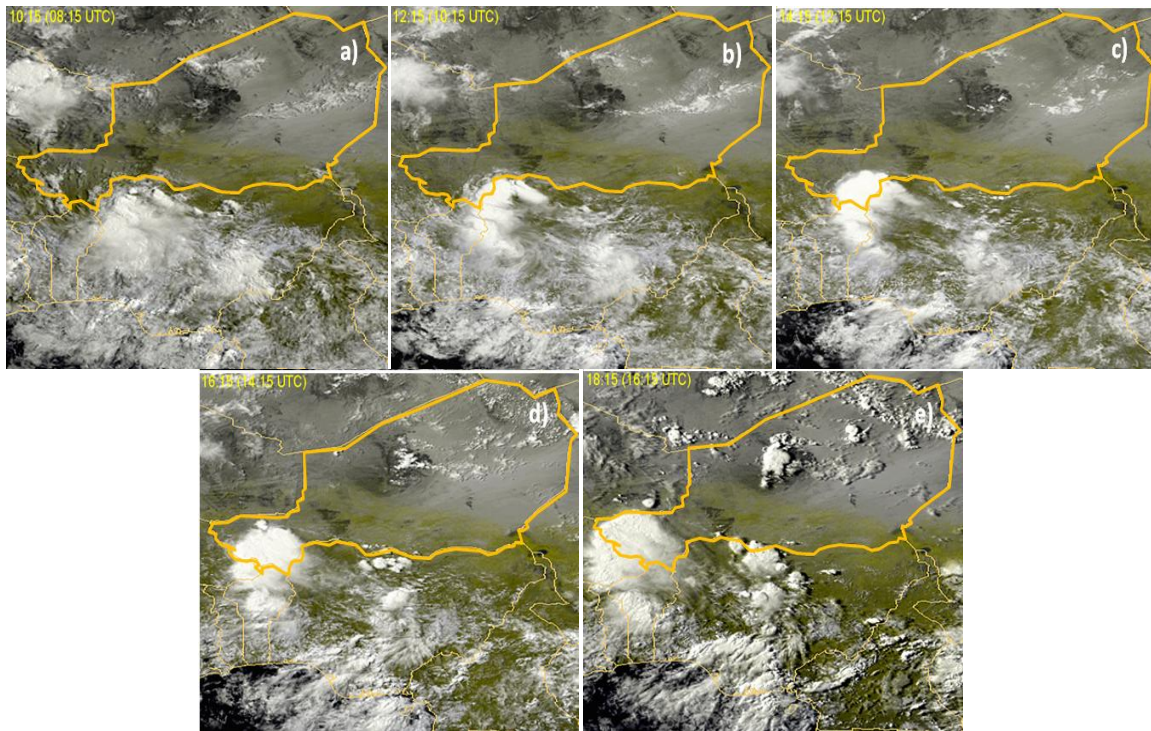


Figure 4-5 : Images satellites MeteoSat dans le domaine du visible pour la journée du 13 août 2010 à 08h15 (a), 10h15 (b), 12h15 (c), 14h15 (d), et 16h15 (e) UTC. Le trait jaune épais délimite l'état du Niger. D'après Sat24.com.

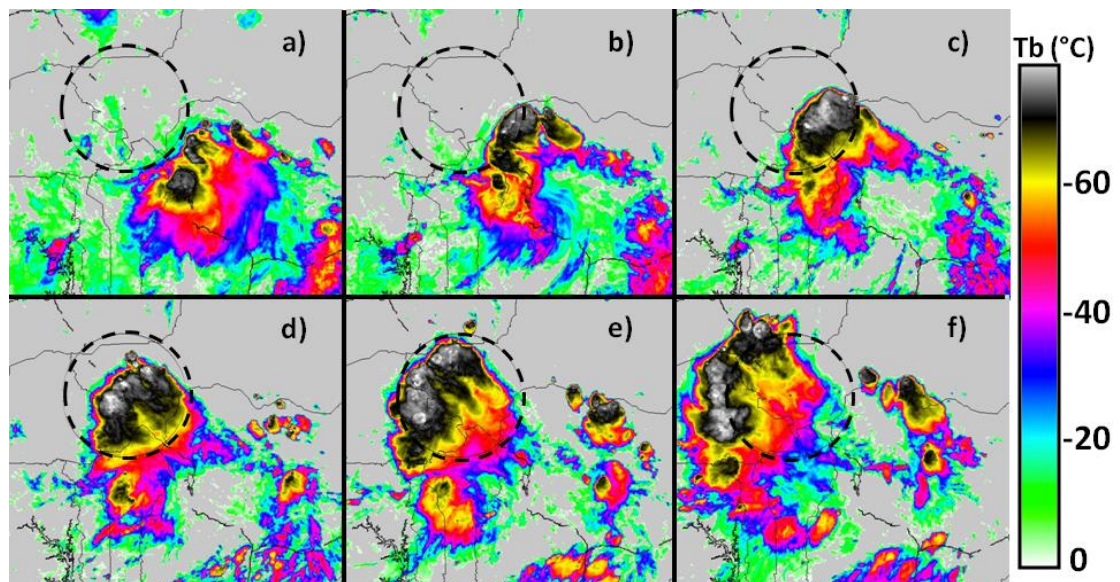


Figure 4-6 : Températures de brillance observées dans le domaine de l'infrarouge par MeteoSat pour la journée du 13 août 2010 à 08h00 (a), 10h00 (b), 12h00 (c), 14h00 (d), 16h00 (e), et 18h00 (f) UTC. Le cercle en pointillés noirs représente la portée du radar MIT.

Afin de constater le passage de la ligne de grains au-dessus de Niamey, on peut également étudier l'évolution temporelle de différentes grandeurs. Sur la [figure 4-7](#) sont tracées les valeurs de quatre variables (température, pression, humidité relative et vitesse du vent) relevées toutes les trois heures par la station météorologique de l'aéroport de Niamey. On a pris soin de ne pas relier les points de mesures car la résolution temporelle de 3h est insuffisante. La courbe rouge représente quant à elle l'évolution du taux de précipitation mesuré toutes les cinq minutes par le pluviomètre le plus proche du radar Xport. On voit clairement que Niamey se trouve au cœur du système convectif entre 12h et 15h.

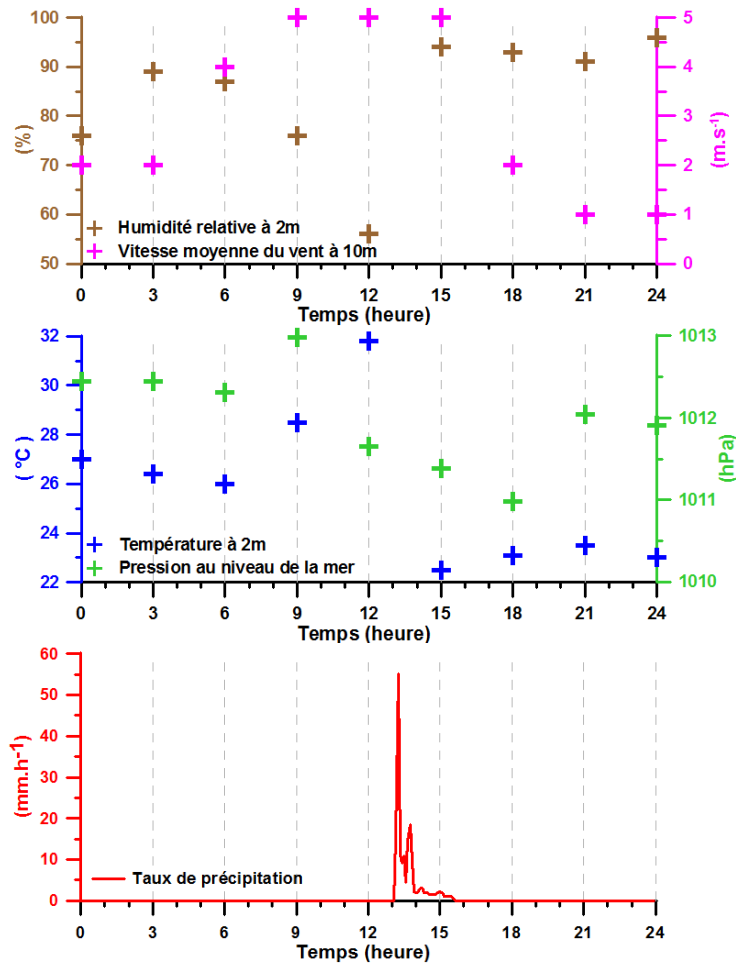


Figure 4-7 : Évolution temporelle de l'humidité relative (en marron), de la vitesse du vent (en rose), de la température (en bleu), de la pression (en vert), et du taux de précipitation (en rouge) à Niamey durant la journée du 13 août 2010.

Le taux de précipitation est nul jusqu'à 13h puis connaît un très fort pic jusqu'à plus de 55 mm.h⁻¹, suivi d'un second moins intense, autour de 14h avec une valeur d'environ 15 mm.h⁻¹. Cette évolution du taux de précipitation correspond au passage d'un MCS, avec tout d'abord des pluies convectives très fortes, puis des précipitations plus longues mais moins intenses correspondant à la zone stratiforme du MCS. L'arrivée sur Niamey de la ligne de grains provoque également une chute brutale

de la température (en bleu). Cette dernière augmente progressivement pendant la matinée, puis diminue très rapidement entre 12h et 15h, passant de 32°C à 22°C, ce qui marque le passage du MCS, avant de remonter de nouveau progressivement en fin de journée. La pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer (en vert) voit elle aussi sa valeur diminuer avec le passage de la ligne de grains, mais de façon moins prononcée. La diminution de cette grandeur s'amorce dès la fin de matinée et se poursuit jusqu'à 18h. L'humidité relative (en marron) connaît une évolution inverse de celle de la température, avec une diminution progressive durant toute la matinée, suivie d'un saut brutal de 55% à 95% entre 12h et 15h, lié à la présence de précipitations à la surface. Enfin, on peut voir que la vitesse du vent horizontal augmente durant la première moitié de la journée puis diminue fortement après le passage de la ligne de grains, après 15h. La valeur maximale du vent d'après ces relevés est de 5 m.s⁻¹, ce qui semble peu compatible avec le passage d'un MCS intense. Cependant, les mesures réalisées à l'aéroport de Niamey n'ont lieu que toutes les 3 heures. On peut donc penser que cette valeur maximale est largement dépassée pendant l'intervalle 12h-15h, au moment du passage du cœur convectif du MCS.

La ligne de grains du 13 août 2010 est donc d'une intensité importante et bien représentative des systèmes convectifs tropicaux existant dans cette région. Elle survole la zone observée par les radars MIT et Xport durant sa phase la plus active, ce qui est intéressant pour notre étude. Nous avons donc cherché à étudier la capacité du modèle WRF à reproduire les caractéristiques de ce système convectif en terme de dynamique et de microphysique notamment.

4.2.2 Configuration de la simulation et post-traitement

4.2.2.1 Configuration des domaines de simulation

Afin d'étudier le système convectif du 13 août, nous avons configuré, grâce à WRF, une simulation d'une durée de 18 heures commençant le 13 août à 06h00 UTC. Cette simulation comporte trois domaines imbriqués, visibles sur la [figure 4-8](#), qui sont configurés en utilisant la projection cartographique de type Mercator (car notre étude se porte sur une région de basse latitude). Les principales caractéristiques des trois domaines de la simulation sont résumées dans le [tableau 4-2](#).

Le premier domaine de simulation mis en place, en rouge sur la [figure 4-8](#), est un carré de 1600 km de côté et de 8 km de résolution horizontale, centré autour de la ville de Niamey. Cette dernière n'est pas exactement au centre du domaine afin de limiter l'influence des massifs montagneux au sud du Mali (Adrar des Iforas) et au nord du Niger (massif de l'Aïr). Pour analyser les phénomènes de convection, il est nécessaire de travailler avec un maillage plus fin, tout en prenant en considération

l'augmentation importante du temps de calcul. Nous avons donc effectué une descente d'échelle progressive grâce à la technique d'imbrication de domaines de type « two-way nesting » (voir section 4.1.2). Comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, la ligne de grains du 13 août se forme au sud-est de Niamey ; c'est pourquoi nous avons choisi de placer les deux « domaines-fils » dans cette zone. Le domaine 2 est un carré de 600 km de côté, avec une résolution de 2 km, et le domaine 3 est un rectangle de 400 km de longueur et 260 km de largeur, avec une résolution horizontale de 500 m. Selon la verticale, les trois domaines de simulation présentent 50 niveaux verticaux qui suivent le terrain (voir section 4.1.2), jusqu'à une pression au sommet du modèle de 5 hPa. La résolution verticale au sol est de 100 m, et elle atteint 750 m dans les plus hautes couches. L'initialisation de la simulation s'effectue grâce aux données issues du centre européen ECMWF (European Center for Medium-Range Weather Forecasts). Ces dernières sont également utilisées pour fournir les conditions aux limites du plus grand domaine toutes les 6 heures.

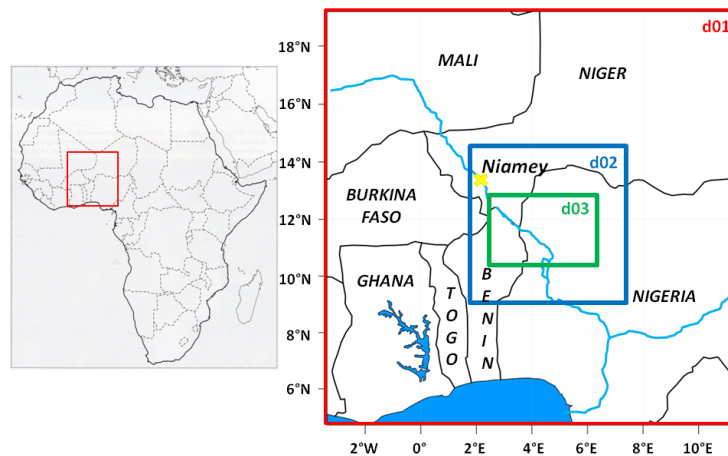


Figure 4-8 : Positionnement des trois domaines de simulation utilisés. La croix jaune représente la ville de Niamey. Le trait bleu représente le fleuve Niger.

	Domaine 1	Domaine 2	Domaine 3
Début de simulation	13/08/2010 06h00	13/08/2010 06h00	13/08/2010 06h00
Fin de simulation	14/08/2010 00h00	14/08/2010 00h00	14/08/2010 00h00
Dimensions (Nord-Sud*Est-Ouest)	1600 km * 1600 km	600 km * 600 km	400 km * 260 km
Résolution spatiale	8 km	2 km	0,5 km
Nombre de points	200 * 200	300 * 300	800 * 520

Tableau 4-2 : Caractéristiques des 3 domaines imbriqués de notre étude.

4.2.2.2 Paramétrisations employées

Comme nous l'avons vu dans la section 4.1.1.2, le modèle WRF comprend un grand nombre d'options de paramétrisations. Les schémas que nous avons choisi d'utiliser, identiques pour les trois

domaines de simulation, sont indiqués dans le [tableau 4-3](#). Pour une description complète de ces schémas, le lecteur pourra se référer aux publications indiquées dans le tableau ainsi qu'à la documentation du modèle WRF. Dans l'annexe C de ce manuscrit, nous indiquons le rôle de chaque type de paramétrisation et les caractéristiques principales des schémas utilisés.

<i>Type de paramétrisation</i>	<i>Schéma utilisé</i>	<i>Publications de référence</i>
<i>Couche de surface</i>	Similarité MM5	Paulson (1970), Dyer et Hicks (1970), Webb (1970), Beljaars (1995), Zhang et Anthes (1982)
<i>Surface continentale</i>	Noah	Chen et Dudhia (2001)
<i>Couche limite planétaire</i>	YSU (Yonsei University Scheme)	Hong et al. (2006)
<i>Rayonnement (tellurique) de longues longueurs d'onde</i>	RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)	Mlawer et al. (1997)
<i>Rayonnement (solaire) de courtes longueurs d'onde</i>	Goddard	Chou et al. (1994)
<i>Cumulus</i>	Non activé	

Tableau 4-3 : Paramétrisations utilisées dans notre étude.

4.2.2.3 Calcul de la réflectivité

Contrairement à des grandeurs telles que les rapports de mélange des différents hydrométéores, la vitesse du vent, et de nombreuses variables thermodynamiques (température, pression, etc.), la réflectivité n'est pas une grandeur directement accessible en sortie du modèle WRF. En effet, comme nous l'avons déjà évoqué dans la section 2.2.1 de ce manuscrit, les hypothèses utilisées pour déterminer cette grandeur jouent un rôle important dans le calcul. Il existe donc de nombreuses méthodes pour obtenir des valeurs de réflectivité.

Nous avons choisi d'utiliser une méthode de calcul en accord avec le schéma microphysique de Thompson et sa publication de référence (Thompson et al., 2008), car cette paramétrisation constitue le schéma de base pour notre étude. Dans ce traitement, la réflectivité équivalente est calculée en prenant en considération les contributions de différents types d'hydrométéores : le graupel, la neige, la pluie, mais également la neige fondue, et le graupel fondu pour les couches atmosphériques au-dessous de l'isotherme 0°C. La pluie est traitée par une simple intégration de sa distribution en taille. Pour des températures strictement négatives, on considère que les particules de neige et de graupel ne peuvent pas être entourées d'une pellicule d'eau liquide surfondue, et elles sont donc traitées par de simples intégrations également. Au-dessous de l'isotherme 0°C, les hydrométéores glacés (neige et graupel) commencent à fondre et sont donc recouverts d'une couche d'eau liquide en surface. Cette fraction d'eau (ou de glace fondue) est calculée en faisant la division entre le rapport de mélange de l'espèce considérée (neige ou graupel) juste en-dessous du niveau de fonte et le rapport de

mélange du niveau situé juste au-dessus de la température la plus élevée. De plus, on considère que 70% de cette eau liquide se retrouvent à la surface des particules de glace, et 30% sont inclus à l'intérieur des cristaux. Il faut également préciser que ces calculs de réflectivité sont effectués en utilisant une longueur d'onde de 10 cm, ce qui permet d'utiliser uniquement la théorie de Rayleigh et de négliger la diffusion de Mie.

4.2.3 Résultats

Après avoir présenté le modèle WRF et le cas d'étude choisi, cette section s'axe sur les résultats issus des simulations effectuées. Il est important de noter ici que celle configurée en utilisant le schéma de Thompson pour décrire la microphysique est considérée comme notre simulation de référence. C'est sur elle que se base la suite de ce manuscrit, excepté la section 4.2.3.4, consacrée à la comparaison entre les schémas de Thompson et Morrison.

4.2.3.1 Situation météorologique globale

Dans un premier temps, nous cherchons à évaluer la capacité du modèle WRF à reproduire la situation météorologique observée réellement lors de la journée du 13 août 2010 dans la région de Niamey, telle que nous l'avons décrite dans la section 4.2.1 de ce manuscrit.

Le domaine 1 de notre simulation a une résolution horizontale de 8 km, ce qui constitue un maillage trop grand pour analyser les phénomènes de convection de façon explicite. Le domaine 2, de résolution 2 km semble plus adapté pour avoir une vue d'ensemble de la région. La [figure 4-9](#) représente des coupes horizontales à 3 km d'altitude du rapport de mélange en eau nuageuse toutes les deux heures entre 10h et 00h pour ce domaine intermédiaire. Sur cette figure et sur l'ensemble des coupes horizontales qui suivront dans ce chapitre, les iso-contours gris représentent la topographie du domaine, avec une résolution de 100 m.

On peut constater que les premières cellules convectives se forment aux alentours de 10h. Jusqu'à 14h, leur nombre augmente fortement, mais elles restent des cellules isolées. À partir de 16h, celles-ci commencent à fusionner et à s'organiser en amas nuageux plus importants et plus intenses, avec des valeurs de rapport de mélange en eau nuageuse au-delà de 2 g.kg^{-1} au cœur des systèmes. Ce phénomène aboutit à la formation d'une ligne de grains bien marquée à 20h et qui suit un axe nord-sud, et se déplace vers l'ouest.

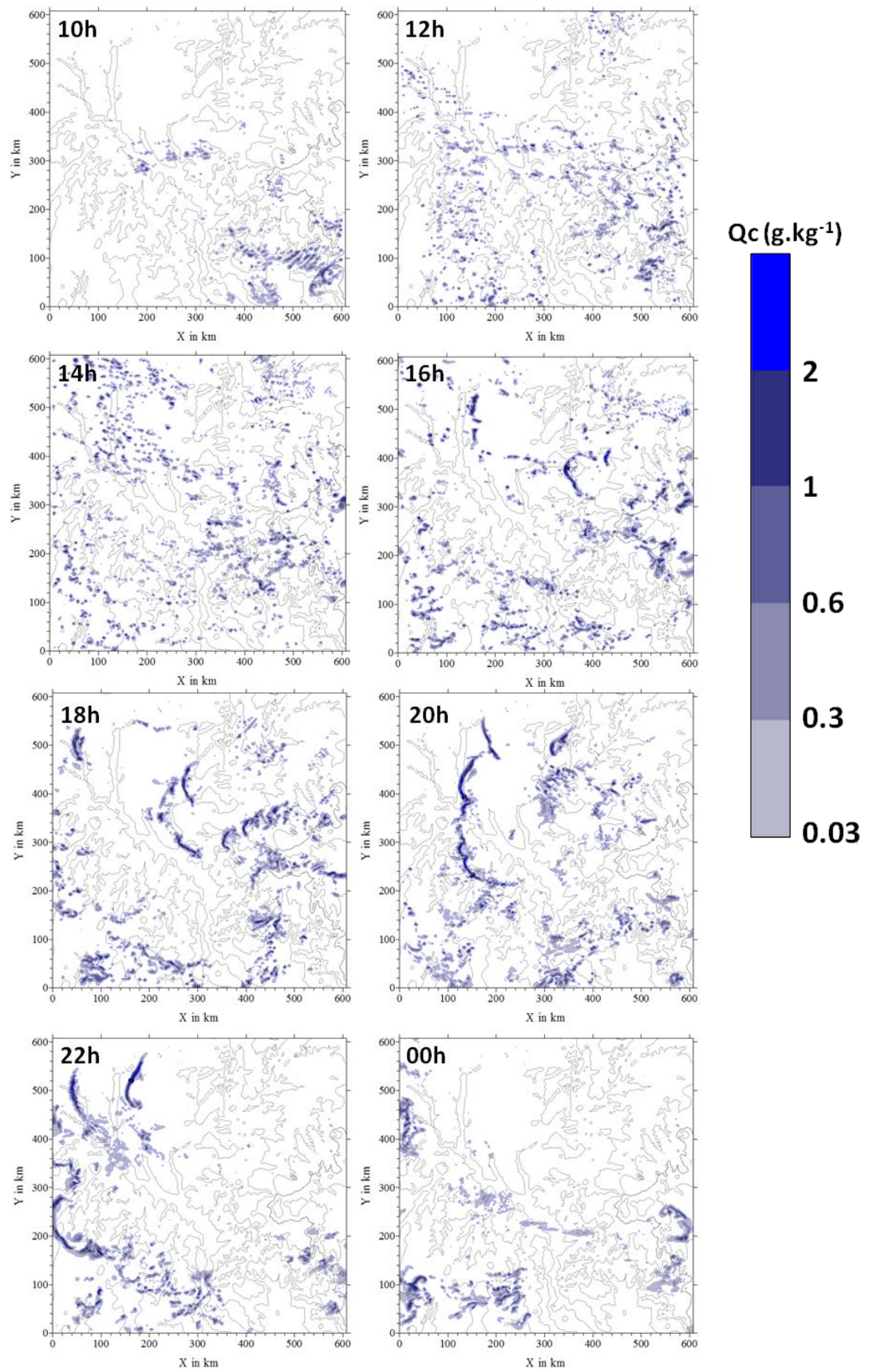


Figure 4-9 : Coupes horizontales à 3 km d'altitude pour le domaine de simulation n°2 représentant le rapport de mélange en eau nuageuse Q_c à 10h, 12h, 14h, 16h, 18h, 20h, 22h, et 00h.

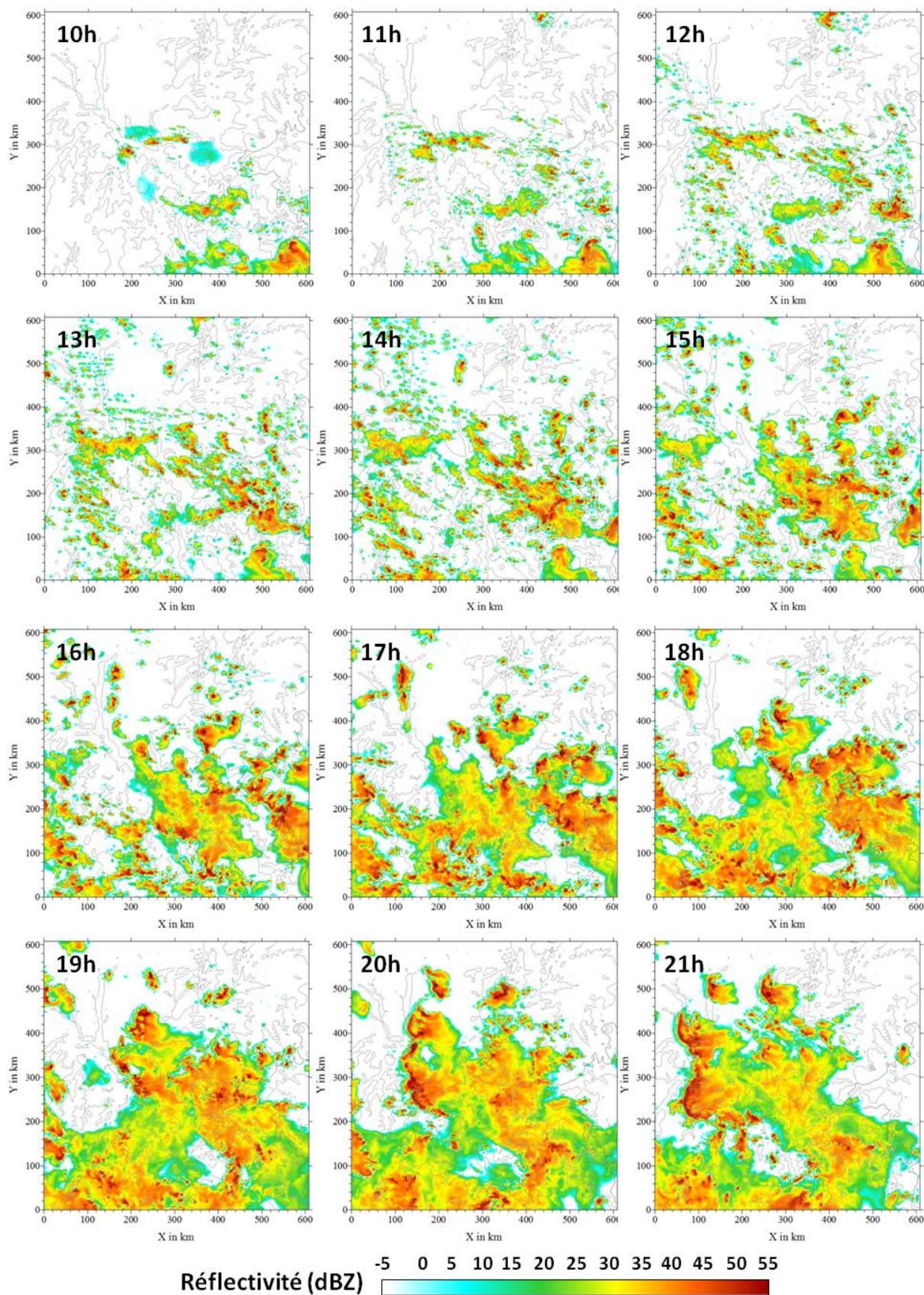


Figure 4-10 : Coupes horizontales à 3 km d'altitude pour le domaine de simulation n°2 représentant la réflectivité toutes les heures entre 10h00 et 21h00.

Afin de mieux observer sa mise en place, la [figure 4-10](#) représente des coupes horizontales à 3 km d'altitude du champ de réflectivité, toutes les heures entre 10h et 21h. On peut voir que jusqu'aux alentours de 18h, les cellules convectives individuelles fusionnent progressivement, en particulier au niveau de leur zone stratiforme. Puis à partir de 18h, les noyaux convectifs commencent à s'aligner pour former une ligne de grains qui semble atteindre son maximum d'intensité vers 21h. Les mêmes observations peuvent être faites sur d'autres variables, telles que le rapport de mélange de pluie ou de vapeur d'eau, non montrées ici.

À travers la [figure 4-11](#), nous avons choisi de compléter notre analyse par l'illustration des champs de température et de vent vertical à 1,5 km d'altitude et à un instant donné, à 21h (au moment où la ligne de grains est la plus active). Sur cette figure, on peut retrouver les caractéristiques essentielles d'un MCS : à l'avant du système, la température chute, avec seulement 15°C (en bleu sur la figure de gauche), et l'on note la présence de forts courants ascendants (en rouge sur la figure de droite), supérieurs à 5 m.s⁻¹. À l'arrière, dans la partie stratiforme du nuage, on distingue plutôt des courants descendants (jusqu'à 5 m.s⁻¹) et des températures légèrement supérieures à celles du cœur convectif.

Comme nous l'avons fait dans notre étude de la situation météorologique réelle (cf. section 4.2.1), on peut également, pour notre simulation, s'intéresser à l'évolution temporelle de grandeurs thermodynamiques afin de constater le passage de la ligne de grains. La [figure 4-12](#) représente l'évolution de la température à 2 m du sol et celle de la vitesse du vent horizontal à 10 m du sol, pour le point de grille qui se trouve au centre du domaine de simulation n°3 (représenté en pointillés sur la [figure 4-11](#)), avec une valeur toutes les 10 min. On peut remarquer que durant l'ensemble de la durée de la simulation, plusieurs systèmes nuageux passent sur la région étudiée. Chacun d'entre eux est caractérisé par une baisse de température et une augmentation du vent horizontal. Cependant, on peut clairement différencier deux types de perturbations. D'une part, on observe de petits systèmes isolés (notamment vers 10h ou entre 13h et 14h), qui modifient peu et de manière très temporaire les valeurs de température et de vent. Ces variations sont d'ailleurs lissées sur les courbes en utilisant un intervalle de temps de 15 ou 20 minutes entre deux mesures (non montré ici). D'autre part, on voit que trois systèmes convectifs majeurs sont passés sur ce point de grille durant la simulation : le premier autour de 12h, le second vers 15h30, et le dernier peu après 18h. C'est ce dernier système qui est le plus intense et qui est illustré sur la [figure 4-11](#). On le voit alors quitter le troisième domaine de simulation à 21h, ce qui implique qu'il se soit déplacé entre 18h et 21h à une vitesse avoisinant les 65 km.h⁻¹, ou 18 m.s⁻¹. Cette vitesse semble similaire à celle de la ligne de grains observée dans la réalité, illustrée par les [figures 4-5 et 4-6](#).

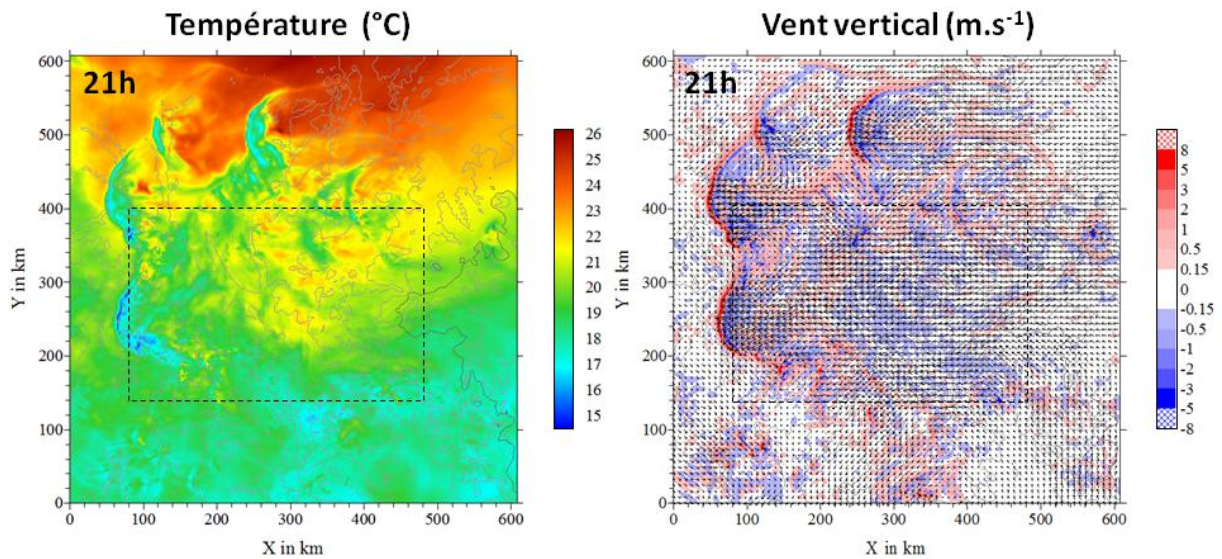


Figure 4-11 : Coupes horizontales à 1,5 km d'altitude pour le domaine de simulation n°2 représentant la température (à gauche) et le vent vertical (à droite) à 21h. Des vitesses verticales positives (resp. négatives) impliquent une ascendance (resp. subsidence). Les rectangles en pointillés noirs représentent le domaine de simulation n°3.

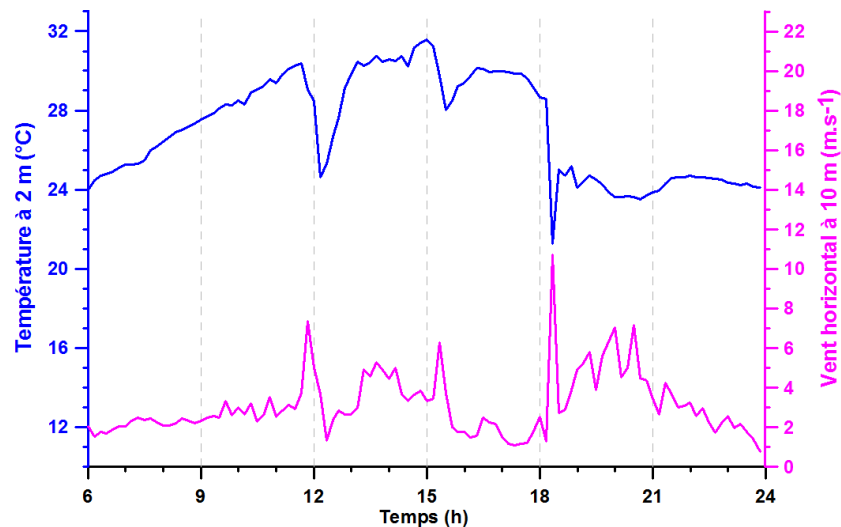


Figure 4-12 : Évolution temporelle de la température à 2m (en bleu) et du vent horizontal à 10m (en rose) au centre du domaine de simulation n°3 pendant notre simulation avec WRF, avec un point toutes les 10 minutes.

Le modèle WRF parvient donc à simuler des systèmes convectifs organisés à partir de la fusion et de l'intensification de cellules convectives isolées. Ces résultats sont en accord avec les observations de terrain en ce qui concerne la localisation des systèmes, puisque la ligne de grains se forme dans la région située au Sud-Est de Niamey. En ce qui concerne la direction de propagation du MCS, nous avons vu dans la section 4.2.1 que le système convectif se déplace vers le nord-ouest. Dans

notre simulation, la composante ouest de ce déplacement est bien présente, mais la composante nord semble largement sous-estimée. Enfin, la ligne de grains la plus intense se forme, dans la simulation, plus tard que dans la réalité. Selon les observations, le système atteint Niamey en début d'après-midi, ce qui n'est pas le cas dans le modèle, où la ligne de grains passe sur la capitale du Niger dans la soirée. La trajectoire et l'évolution temporelle du système simulé ne sont donc que partiellement en accord avec le système réellement observé. Ce phénomène peut notamment s'expliquer par des données d'entrée (les conditions initiales fournies par le centre européen) insuffisamment fiables, ou un mauvais traitement dans la dynamique propre du modèle.

4.2.3.2 Déclenchement et maintien de la convection

Dans la section précédente, nous avons validé la capacité du modèle WRF à former des cellules convectives et à favoriser leur développement jusqu'à atteindre le stade de MCS ou ligne de grains. Nous nous intéressons maintenant aux premiers instants de cette convection, pour analyser les causes de son déclenchement et de son maintien. Pour cela, nous avons choisi de nous placer dans le troisième domaine de simulation (de résolution 0,5 km) afin d'observer des structures thermodynamiques et microphysiques plus fines. Dans cette section, nous voulons axer notre étude sur le déclenchement initial de la convection et non pas sur la fusion et l'intensification de cellules déjà existantes (cet aspect sera abordé dans la section 4.2.3.3). Nous avons donc choisi d'étudier le début de la simulation, au moment où les premiers signes de convection deviennent visibles. Comme nous l'avons déjà vu sur la [figure 4-9](#), les premières cellules convectives (avec des rapports de mélange en eau nuageuse supérieurs à 1 g.kg⁻¹ à 3 km d'altitude) apparaissent à partir de 10h sur le deuxième domaine de simulation, dont trois, particulièrement distinctes, au centre de la figure.

L'une des particularités des systèmes convectifs est qu'ils s'étendent verticalement au fur et à mesure de leur développement. Afin de mieux illustrer cette expansion verticale, on peut s'intéresser au champ de réflectivité à différentes altitudes, comme le montre la [figure 4-13](#). Il s'agit de coupes horizontales de la réflectivité à travers le troisième domaine de simulation à 09h20. On peut y voir quatre cœurs convectifs avec des valeurs de réflectivité supérieures à 40 dBZ à travers un champ de réflectivité plus diffus et moins intense. Ces quatre cellules sont visibles à 0,5 et 3 km d'altitude. À 5 km, la cellule centrale n'est plus perceptible. Enfin, à 7,5 km d'altitude, on distingue très peu ces noyaux convectifs. Toutes ces observations mettent en évidence la mise en place de la convection à travers l'ensemble de la troposphère lors du développement de ces systèmes. À 09h20, le développement vertical de ces « tours » convectives est en cours.

La cellule centrale paraît moins active que les autres, même à basse altitude, ce qui explique sa moindre expansion verticale. La cellule la plus intense est celle qui se trouve le plus à l'est. En effet,

c'est elle qui apparaît le plus tôt sur les coupes horizontales à 10 km d'altitude, à partir de 09h25 (figure non montrée ici).

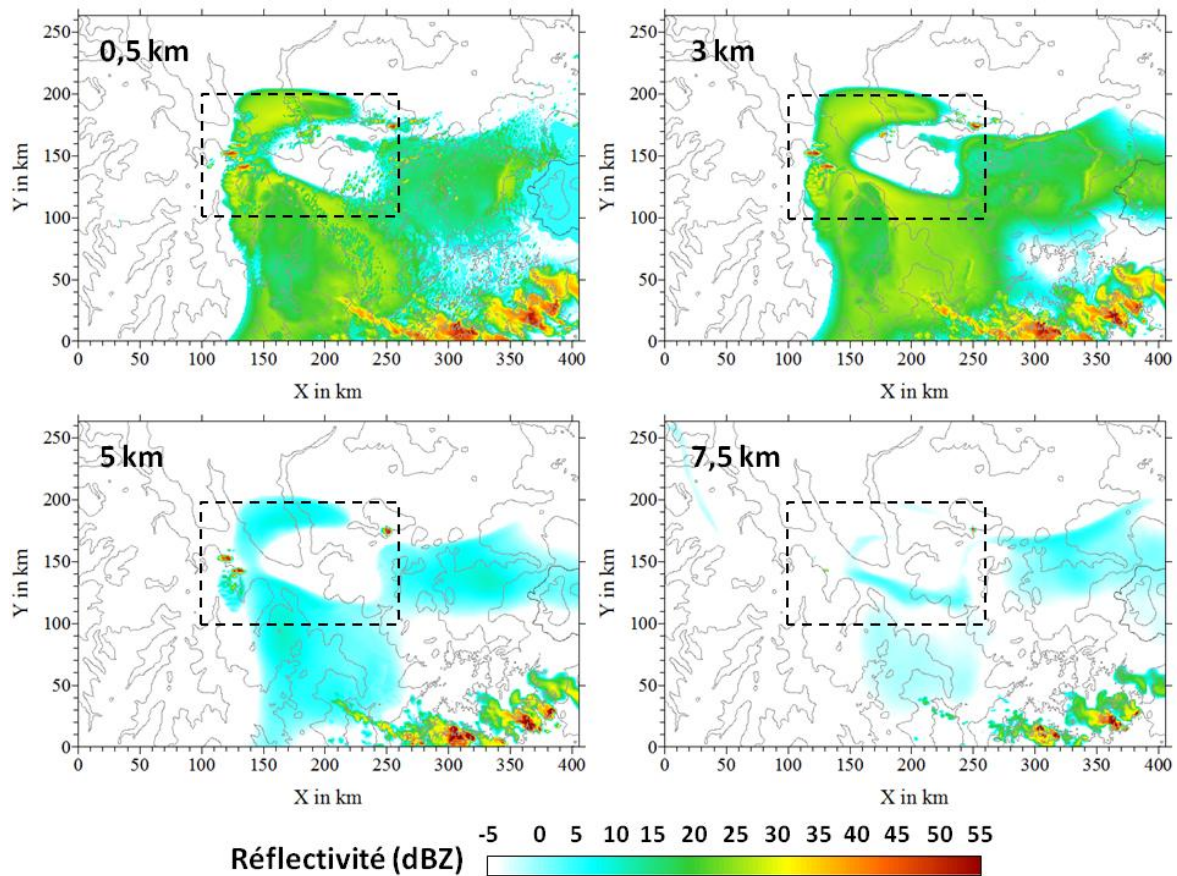


Figure 4-13 : Coupes horizontales à 0,5, 3, 5, et 7,5 km d'altitude du champ de réflectivité à 09h20 sur l'ensemble du domaine de simulation n°3. Le rectangle en pointillé représente la région zoomée dans les figures suivantes.

Il est également possible de suivre l'expansion verticale des systèmes convectifs grâce à l'étude du vent vertical. En effet, la convection se caractérise par des courants ascendants et descendants intenses, comme nous l'avons vu dans le chapitre 1 de ce manuscrit. La [figure 4-14](#) représente des coupes horizontales à 500 m, 1 km, 2 km, et 5 km d'altitude mettant en avant les updrafts (en rouge) et les downdrafts (en bleu). Ces coupes ne présentent pas l'ensemble du domaine de simulation n°3 mais uniquement la zone qui nous intéresse, en pointillés noirs sur la [figure 4-13](#). On peut constater l'existence de courants verticaux intenses au niveau des cellules convectives précédemment localisées, en particulier pour celle se situant le plus à l'ouest [autour de la position (x;y) = (120;150)]. Plus on s'élève en altitude, plus les courants ascendants sont intenses. À 5 km, on voit deux noyaux convectifs bien distincts.

On peut cependant remarquer que les courants verticaux présents dans les basses couches atmosphériques ne s'étendent pas forcément en altitude. C'est le cas par exemple de la zone située

autour de la position $(x;y) = (180;110)$, où le vent vertical est assez marqué jusqu'à 1 km d'altitude, mais la convection est ensuite inhibée dans les plus hautes couches, elle est donc peu profonde.

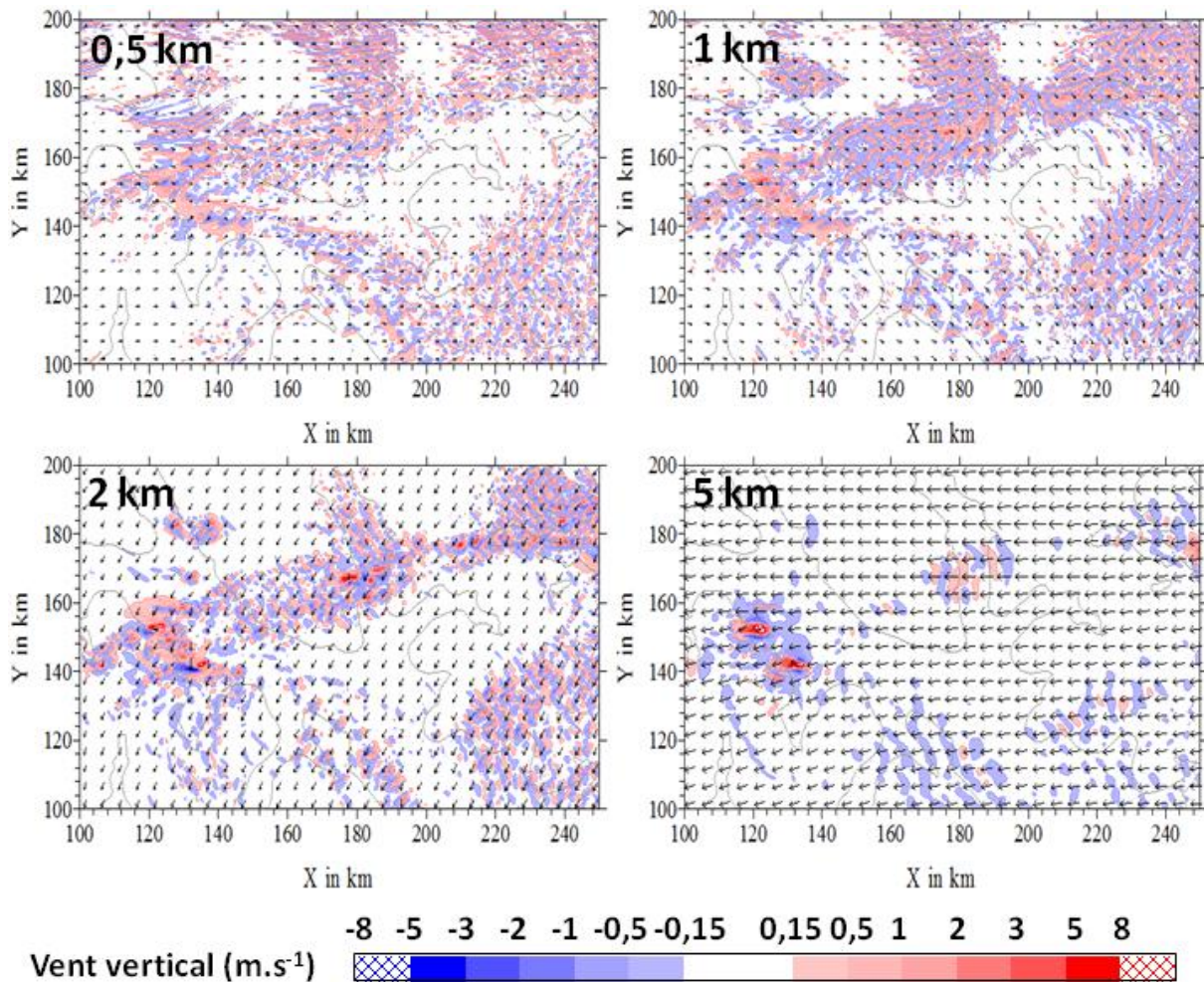


Figure 4-14 : Coupes horizontales à 0,5, 1, 2, et 5 km d'altitude du vent vertical à 09h20 sur une partie du domaine de simulation n°3 (rectangle en pointillé de la figure 4-13). Les flèches représentent le vent horizontal.

Il est donc intéressant de comprendre pourquoi, dans ces deux zones situées à une soixantaine de kilomètres de distance, [les zones de coordonnées $(120;150)$ et $(180;110)$], la convection parvient à se maintenir et à s'amplifier dans la première, ou bien, au contraire, pourquoi elle est rapidement inhibée dans la seconde. Par la suite, nous désignerons ces deux régions par les lettres CP (pour Convection Profonde) et CI (pour Convection Inhibée).

La figure 4-15a représente le flux de chaleur latente au sol à 08h30 autour de la vallée du fleuve Niger. Dans un premier temps, on peut voir la présence d'une sorte de « bulle » où ce flux est largement moins important que sur le reste de la région, avec des valeurs inférieures à 150 W.m^{-2} . Ce phénomène peut s'expliquer simplement par la présence d'un champ nuageux dans la moyenne

troposphère, comme l'indique la [figure 4-15b](#). Ce champ nuageux réduit l'ensoleillement de la zone concernée, inhibant ainsi le réchauffement du sol, ce qui implique un important déficit de chaleur latente.

Sur la figure de gauche, on peut remarquer que la vallée du Niger est le lieu où le flux de chaleur latente est le plus important. En effet, cette grandeur est proportionnelle au gradient d'humidité entre le sol et l'atmosphère. La présence du fleuve Niger permet donc à cette région d'être davantage soumise au phénomène d'évaporation, lié au dégagement de chaleur latente. Les zones CP (croix noire sur la figure) et CI (croix bleue) qui nous intéressent sont toutes les deux au bord du fleuve et les flux de chaleur latente dans ces deux régions sont équivalents, entre 300 et 350 $W.m^{-2}$. On ne peut donc pas expliquer les différences observées concernant l'intensité de la convection de ces deux régions par des différences de conditions de surface. La convection, souvent initiée par un chauffage important du sol par rapport à l'atmosphère, devrait se développer de la même façon dans les deux zones.

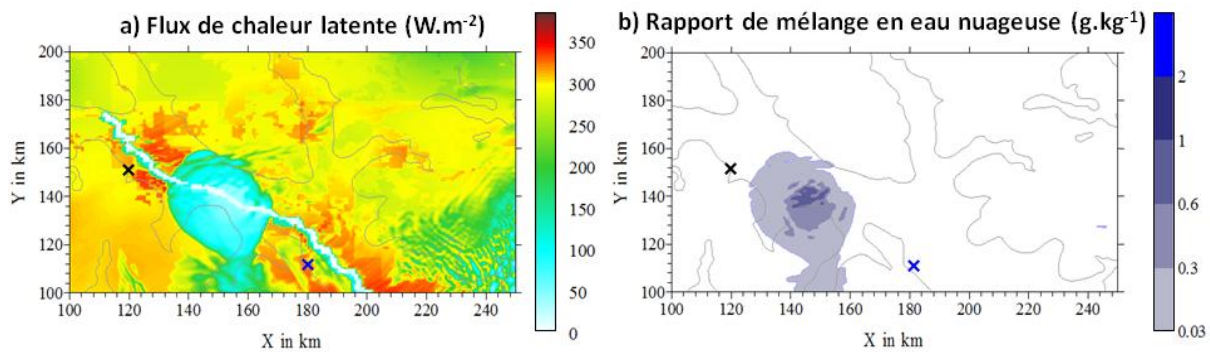


Figure 4-15 : a) Flux de chaleur latente en surface(a) et rapport de mélange en eau nuageuse à 5 km d'altitude (b) à 08h40. La croix noire (resp. bleue) indique la zone CP (resp. CI).

Afin de maintenir et amplifier un phénomène de convection, deux autres critères sont essentiels : le cisaillement de vent horizontal selon l'altitude, et un apport en humidité important.

Le cisaillement de vent horizontal implique un changement important de direction ou d'intensité du vent selon l'altitude considérée. Il s'agit d'un facteur primordial dans la mise en place et dans l'intensification des systèmes convectifs méso-échelle ([Weisman et Klemp, 1982](#)). On adopte donc des coupes verticales du vent horizontal pour observer au mieux ce phénomène. Pour obtenir la [figure 4-16](#), nous avons réalisé une coupe verticale avec un angle de 45° (direction sud-ouest / nord-est) pour les deux zones qui nous intéressent (CP et CI), sur les 8 premiers kilomètres de la troposphère. Pour plus de lisibilité, nous avons choisi de ne pas représenter l'ensemble des vecteurs de vent horizontal. La taille des flèches est proportionnelle à l'intensité du courant. Nous n'indiquons pas ici de valeur numérique car notre analyse du cisaillement est uniquement qualitative. En comparant ces deux figures, on peut donc constater que, excepté la forte ascendance présente dans la zone CP, la structure

verticale du vent horizontal est la même dans les deux régions. Dans la couche atmosphérique la plus proche de la surface, sur une épaisseur d'environ un kilomètre, on note la présence d'un faible vent d'ouest. Puis, entre 1 km et 2 km d'altitude, on observe une zone de transition, avec la mise en place d'un faible courant d'est. Ce flux d'est se renforce considérablement entre 2 et 6 km d'altitude, avant de s'affaiblir légèrement entre 6 et 8 km d'altitude. Ce courant orienté vers l'ouest est le Jet d'Est Africain (JEA), caractéristique de la circulation de mousson sur l'Afrique de l'Ouest, et présenté dans la section 1.1.2.2 de ce manuscrit.

Pour les zones CP et CI, on peut donc dire qu'il existe un cisaillement de vent important dans la troposphère, à la fois en terme de direction et d'intensité des courants. On ne peut pas expliquer les différences d'intensité de la convection entre ces deux régions par des structures dynamiques dissemblables.

Pour maintenir et amplifier le phénomène de convection, le nuage a besoin d'être entouré d'un environnement humide, notamment à moyenne altitude, ce qui lui permet d'être « alimenté » en vapeur d'eau. La [figure 4-17](#) présente une coupe verticale de l'humidité relative jusqu'à 10 km d'altitude, réalisée dans les mêmes conditions que la figure précédente (angle de 45°), pour les zones CP et CI. Dans les deux situations, on peut voir une première couche atmosphérique humide au plus près de la surface et jusqu'à 2 km d'altitude, avec des valeurs d'humidité relation dépassant les 95%. Cependant, au-dessus de cette couche, en moyenne troposphère (entre 2 et 6 km), on peut constater des différences entre les deux zones illustrées dans la [figure 4-17 a et b](#). Pour la zone CP, on voit que les deux principales « tours » convectives (aux positions 120 km et 127 km) sont entourées d'air très humide, en particulier sur la partie gauche de la figure (entre $x=105$ et $x=117$ km), où l'humidité relative est supérieure à 95%. Cette région peut donc facilement servir de « réservoir » d'humidité pour entretenir la convection au niveau de la moyenne troposphère. À l'inverse, pour la zone CI, on note l'absence de cette couche atmosphérique très humide de moyenne altitude. Entre 2 et 6 km, l'humidité relative varie entre 85 et 95%, ce qui ne permet donc pas à la convection de s'étendre sur l'ensemble de la troposphère. La cellule présente entre 180 et 185 km est comme « bloquée » par une couche atmosphérique plus sèche à 2 km d'altitude. Son développement vertical est donc stoppé, diminuant ainsi considérablement la durée de vie de cette cellule. Cette zone est donc le siège d'une convection peu profonde.

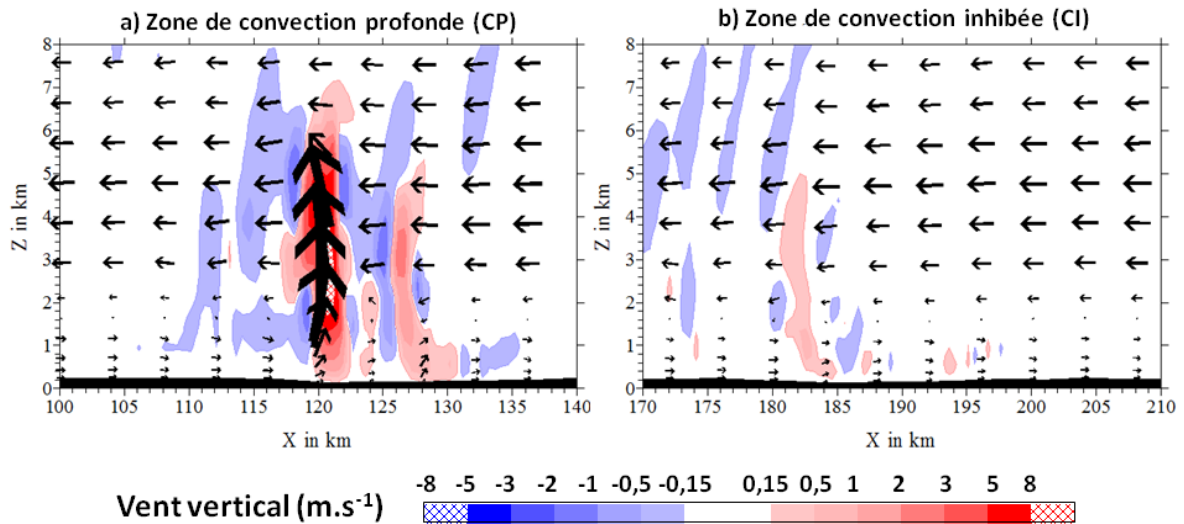


Figure 4-16 : Coupes verticales selon un angle de 45° du champ de vent vertical (en couleur) et horizontal (flèches) pour la zone de convection profonde (a) et pour la zone de convection inhibée (b) à 09h15.

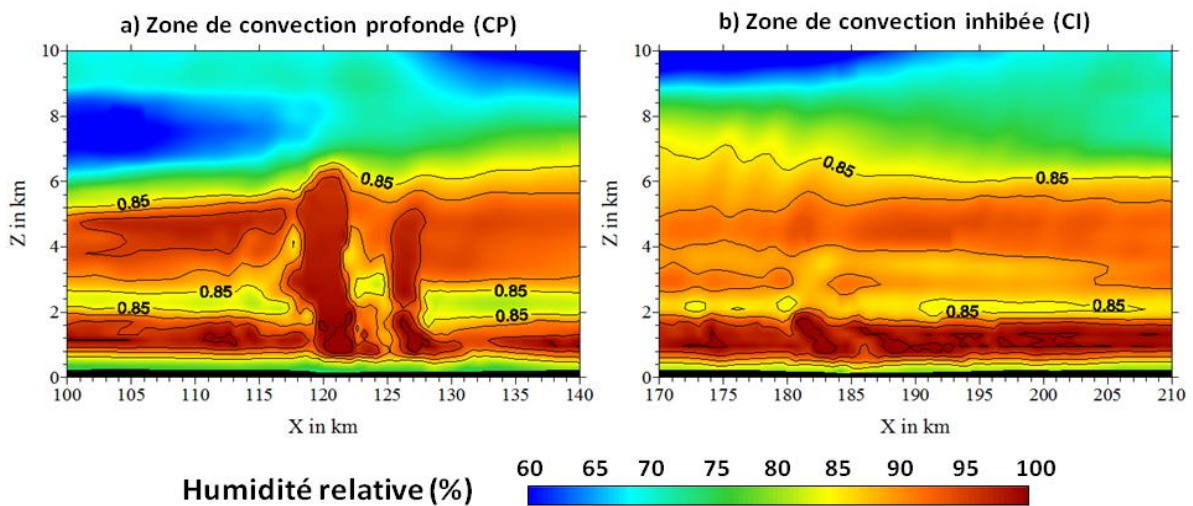


Figure 4-17 : Coupes verticales selon un angle de 45° de l'humidité relative pour la zone de convection profonde (a) et pour la zone de convection inhibée (b) à 09h15. Les iso-contours sont indiqués pour les valeurs de 85%, 90%, 95%, et 100%.

À travers cette étude, nous avons vu que l'intensité de la convection se caractérise principalement par l'expansion verticale des systèmes. Pourtant, sur deux zones qui présentent des conditions similaires, les phénomènes convectifs peuvent ou se déclencher et s'amplifier ou, à l'inverse, être inhibés. En effet, pour les régions CP et CI, les conditions de surface sont semblables, avec un flux de chaleur latente important qui peut être l'élément déclencheur de la convection au niveau du sol. Ce sont les conditions thermodynamiques sur l'ensemble de la colonne atmosphérique qui permettent de comprendre la différence entre ces deux zones. Dans la zone de convection

profonde, il existe un cisaillement de vent vertical important (à la fois en intensité et en direction). De plus, en moyenne troposphère, une couche d'air très humide permet d'entretenir le moteur de la convection afin de favoriser l'expansion verticale importante du système. En revanche, pour la zone où la convection est inhibée, le cisaillement vertical est bien présent mais l'humidité des moyennes couches atmosphériques est moins importante, ce qui bloque le développement de la convection dans les deux premiers kilomètres de l'atmosphère. Dans ce cas, le système ne peut pas se développer verticalement et les nuages disparaissent donc rapidement.

4.2.3.3 Suivi de la ligne de grains

Dans la section précédente, nous nous sommes intéressés à l'initiation de la convection et son amplification. À présent, nous axons notre étude plus particulièrement sur l'évolution du système convectif majeur de notre simulation, mis en évidence dans la section 4.2.3.1. Sur la [figure 4-10](#), à la position (580, 390), on voit à partir de 11h une cellule qui suit une formation similaire à l'initiation analysée précédemment. Ensuite, elle s'amplifie et à 13h elle commence à prendre la forme d'une ligne, avec une extension horizontale d'une quinzaine de kilomètres.

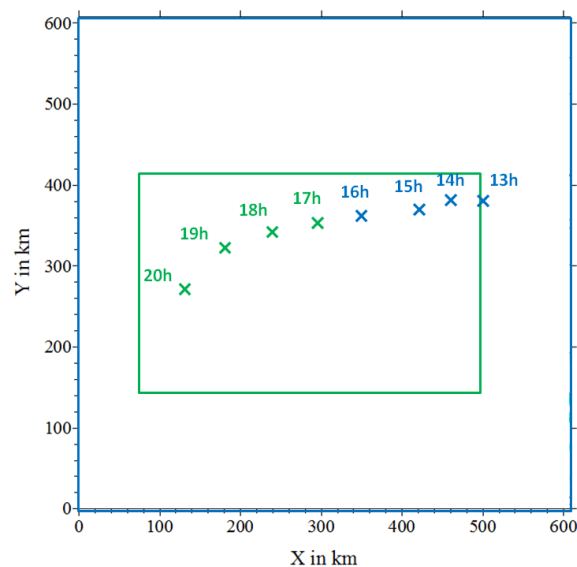


Figure 4-18 : Trajectoire suivie par la ligne de grains principale de la simulation à travers les domaines n°2 (en bleu) et n°3 (en vert). Les croix bleues et vertes indiquent les points utilisés pour réaliser les coupes verticales de la figure 4-19.

Grâce à la [figure 4-18](#), on peut suivre la trajectoire de cette ligne de grains principale à travers les domaines n°2 et n°3 entre 13h à 20h. On observe à travers cette figure que le déplacement du système est de plus en plus rapide au fil du temps. Durant les premières heures, il présente une vitesse d'environ 40 km.h^{-1} , tandis que pendant la soirée, au moment où son intensité est maximale, il avance

à une vitesse plus proche de 60 voire 70 km.h⁻¹. Toutes les heures, une coupe verticale du champ de réflectivité a été réalisée aux points marqués d'une croix. De 13h à 16h, nous avons utilisé les données issues du domaine de simulation n°2 (car le système est trop proche du bord du domaine n°3), puis de 17h à 20h celles du domaine n°3. De plus, nous avons choisi d'effectuer ces coupes verticales selon un angle de 20°.

L'ensemble de ces coupes verticales constitue la [figure 4-19](#). Afin de mieux comprendre l'évolution microphysique de cette ligne de grains, nous avons ajouté des iso-contours indiquant les rapports de mélange pour la pluie (en noir), le graupel (en bleu), et la neige (en orange). Ces trois types d'hydrométéores sont les principaux responsables de la réflectivité à une longueur d'onde de 10 cm.

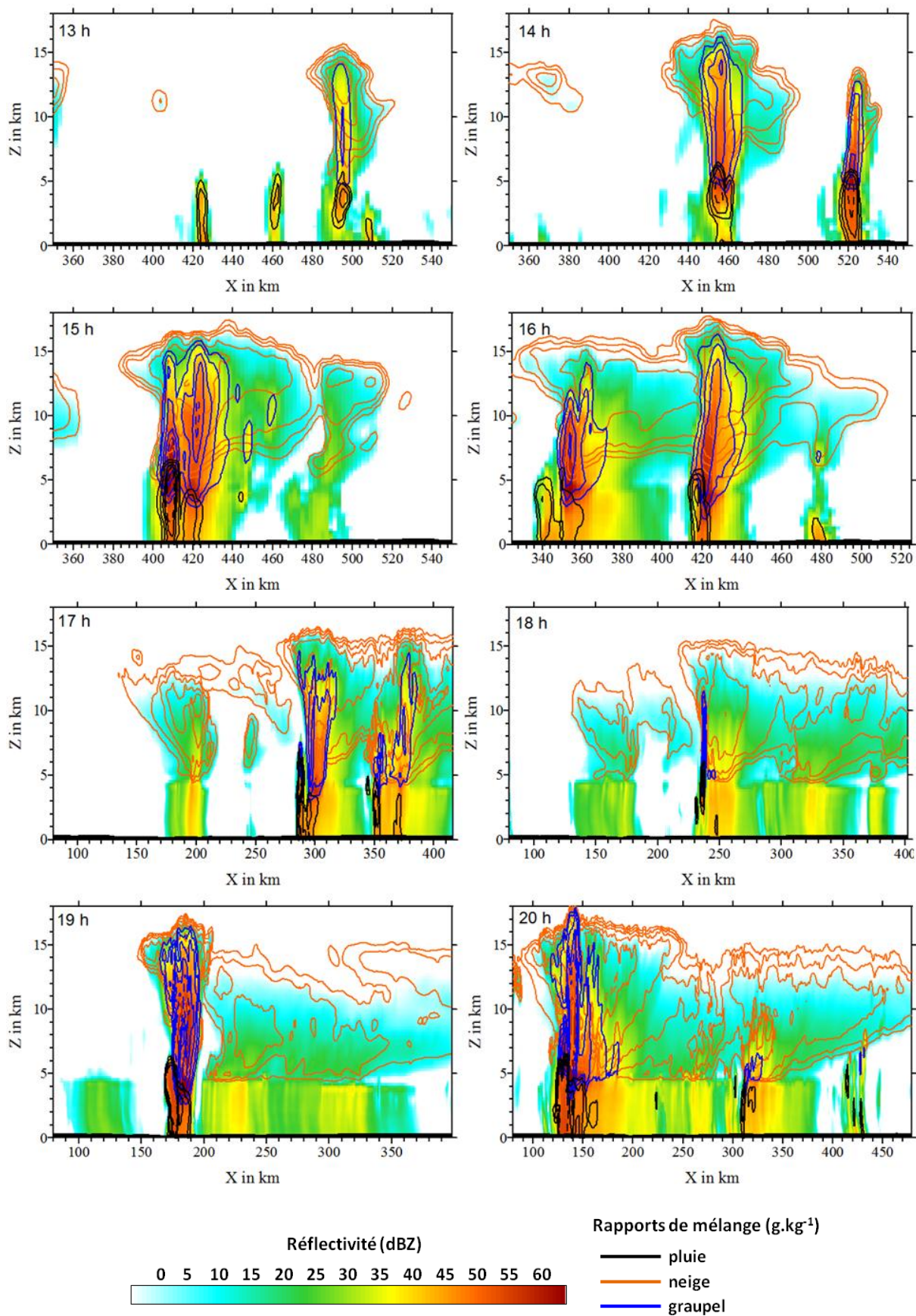


Figure 4-19 : Coupes verticales du champ de réflectivité réalisées à travers les domaines n°2 (de 13h à 16h) et n°3 (de 17h à 20h) aux points indiqués dans la figure 4-18, avec un angle de 20°. Les iso-contours noirs (resp. bleus) représentent les rapports de mélange de la pluie (resp. du graupel) pour des valeurs de 0,5, 1, 2, 3, et 4 g.kg⁻¹. Les iso-contours oranges représentent les rapports de mélange de la neige pour des valeurs de 0,2, 0,5, 1, 2, 3, et 4 g.kg⁻¹. Les lignes d'iso-contours de 4 g.kg⁻¹ sont indiquées en pointillés.

Tout d'abord, on constate une propagation horizontale rapide du système vers l'ouest. Le système présent en $x=495$ km à 13h se trouve à la position $x=460$ km une heure plus tard. Il continue à se déplacer à une vitesse équivalente et même supérieure durant les heures suivantes. De plus, on voit une extension horizontale importante de la ligne de grains. L'enclume du système commence à se former dès 14h, sur une cinquantaine de kilomètres. Toujours à 14h, on observe l'apparition d'un second système en aval du nuage principal, à la position $x=520$ km. Ces deux cellules avancent dans la même direction, et à partir de 15h elles couvrent un domaine de 100 km. Cette expansion horizontale est également visible à 16h, où l'ensemble du système possède une taille proche de 150 km.

À partir de 17h, les coupes sont réalisées à travers le domaine de simulation n°3 (de résolution plus fine) mais sans changement d'échelle horizontale : la cellule positionnée en $x=350$ km sur la figure représentant la situation à 16h se trouve à 17h à la position $x=290$ km. De même, la cellule située à 420 km à 16h est indiquée une heure plus tard à 350 km. À 18h, la cellule individuelle placée à l'avant du nuage principal s'affaiblit, et l'activité convective à l'arrière du système décroît également, laissant place à une large zone stratiforme.

À partir de 19h, les caractéristiques propres à une ligne de grains africaine intense sont bien visibles. Un cœur convectif principal est présent à l'avant du système, large d'une vingtaine de kilomètres. Cette zone est le siège de précipitations intenses, mises en évidence par de fortes concentrations de pluie sur la [figure 4-19](#). En altitude, le graupel, composé de gros cristaux, est présent en grande quantité. Le cœur convectif est le « générateur » de la ligne de grains, il entretient la convection du système. À l'arrière, l'enclume du système est peu active et s'étale sur près de 200 km. Dans cette partie stratiforme, les cristaux de neige dominent dans les hautes couches atmosphériques. Le début du processus de fonte de ces cristaux provoque l'apparition de la bande brillante située à environ 4,7 km d'altitude. À 20h, on constate l'apparition d'une zone plus intense au milieu de l'enclume du système (en $x=310$ km). On parle alors « d'embedded convection ».

Afin d'assurer une sécurité suffisante (et donc éviter un trop fort cisaillement de vent), les vols de la campagne Megha-Tropiques se sont toujours déroulés dans la partie stratiforme des systèmes convectifs, ce qui explique la présence importante de cristaux de neige dans les observations aéroportées, comme nous l'avons vu dans le chapitre 3 de ce manuscrit. Les quelques cœurs convectifs explorés par l'avion de façon inattendue étaient des cellules de type « embedded convection ».

En suivant l'évolution du système entre 17h à 20h, les rapports de mélange des hydrométéores présentés sur la [figure 4-19](#) nous permettent de comprendre le « moteur » du système convectif. On observe au niveau du front de la ligne de grains des concentrations de graupel et de pluie très élevées. Plus précisément, on voit que la zone située juste à l'avant de ce front (à 275 km à 17h, 232 km à 18h, 175 km à 19h, et 130 km à 20h) est la région où se forment de nouvelles cellules convectives qui viennent alimenter le système et maintenir son activité. Ce phénomène engendre le déplacement du système vers l'ouest, malgré le courant en direction de l'est présent dans les basses couches en amont de la ligne de grains (comme nous l'avons vu grâce à la [figure 4-14](#)).

Dans les sections 4.2.3.1 et 4.2.3.2 et 4.3.3.3, nous avons observé l'évolution temporelle de différentes grandeurs durant toute la simulation, ce qui nous a permis de constater la mise en place d'une ligne de grains intense en fin de journée. Nous nous sommes ensuite intéressés au déclenchement et au maintien de la convection dans WRF. L'évolution et le déplacement du système convectif majeur de la simulation ont également été analysés. Nous allons maintenant nous attarder sur le champ de réflectivité, en comparant les données en sortie du modèle avec les observations de terrain effectuées par les radars du MIT et Xport durant la campagne Megha-Tropiques 2010.

4.2.3.4 Comparaison entre le modèle et les mesures des radars sol grâce aux CFAD

Afin de comparer les résultats obtenus grâce au modèle WRF avec les mesures effectuées par les radars sol de la campagne de Niamey, nous pouvons effectuer une analyse statistique. En effet, des observations radars peuvent difficilement être mises en parallèle directement avec des sorties de modèle car les résolutions temporelles et spatiales sont très différentes. Pour s'affranchir de ces différences, nous avons donc choisi d'utiliser la méthode des Contoured Frequency by Altitude Diagrams, ou CFAD ([Yuter et Houze, 1995](#); [Cetrone et Houze, 2009](#)), qui permettent d'analyser la répartition verticale des densités de probabilités de la réflectivité radar (ou d'une autre variable).

Pour obtenir les CFAD à partir des radars sol, nous avons utilisé l'intégralité des données pour notre cas d'étude du 13 août 2010, c'est-à-dire entre 12h50 et 17h00 UTC pour le radar MIT, et entre 12h02 et 17h04 UTC pour le radar Xport. Durant cette période, les deux radars ont observé à la fois les parties convective et stratiforme de la ligne de grains, à son stade d'intensification et de maturité ([figure 4-6](#)). Afin d'avoir des jeux de données temporellement comparables, nous avons choisi de ne pas utiliser la durée complète de la simulation avec WRF mais uniquement l'intervalle entre 16h30 et 20h45. Durant cette période, la ligne de grains simulée s'intensifie fortement et traverse le troisième domaine de simulation. De plus, nous nous sommes uniquement intéressés à un domaine de 300 km

par 250 km, comme le montre la [figure 4-20](#), ce domaine ayant une taille proche de celui observé par le radar MIT (75 000 km² pour WRF contre 70 650 km² pour le radar MIT).

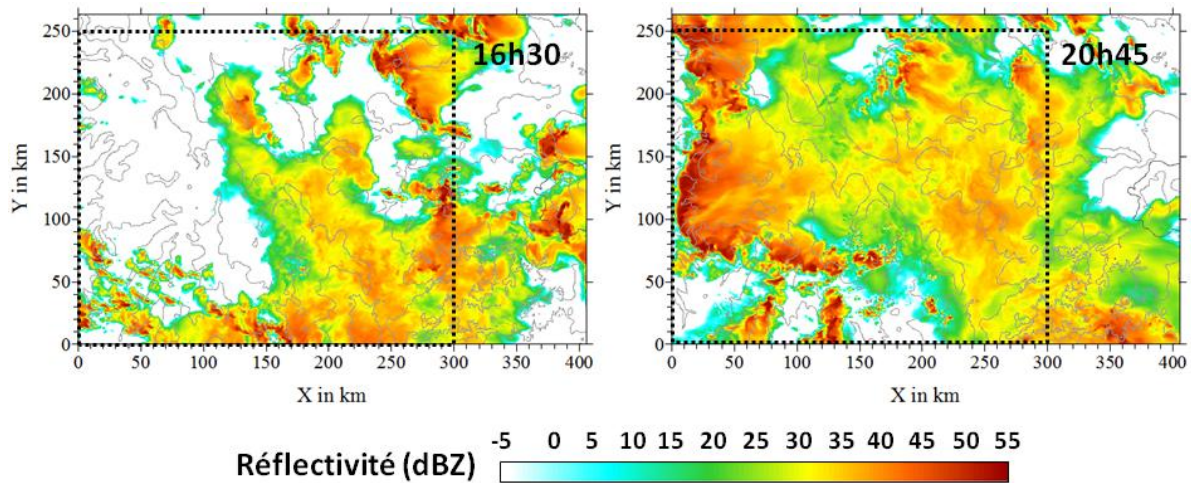


Figure 4-20 : Coupes horizontales à 2 km d'altitude de la réflectivité pour le domaine de simulation n°3 à 16h30 (instant initial des données CFAD) et 20h45 (instant final des données CFAD). Le rectangle en pointillés indique la portion du domaine utilisée pour calculer le CFAD.

Pour calculer des CFAD, on choisit une gamme de réflectivité (en abscisse) et une gamme d'altitude (en ordonnée), que l'on discrétise selon la précision recherchée. Dans notre cas, nous avons retenu des réflectivités entre 0 et 55 dBZ par pas de 1 dBZ, et une altitude de 0 à 15 km par pas de 500 m. Ensuite on compte le nombre de points correspondant à chacune de ces classes (de réflectivité et d'altitude), et on normalise par le nombre de points total de la classe d'altitude considérée. De cette façon, la localisation horizontale des données est ignorée. On étudie uniquement la fréquence d'apparition d'une valeur de réflectivité (ou plus exactement d'une classe de réflectivité) à une altitude donnée.

Les CFAD ainsi obtenus pour le radar MIT, le radar Xport et le modèle WRF sont représentés sur la [figure 4-21](#). Grâce à ce type de figure, on acquiert des informations sur les densités de probabilité à chaque niveau ainsi que sur le volume global des données.

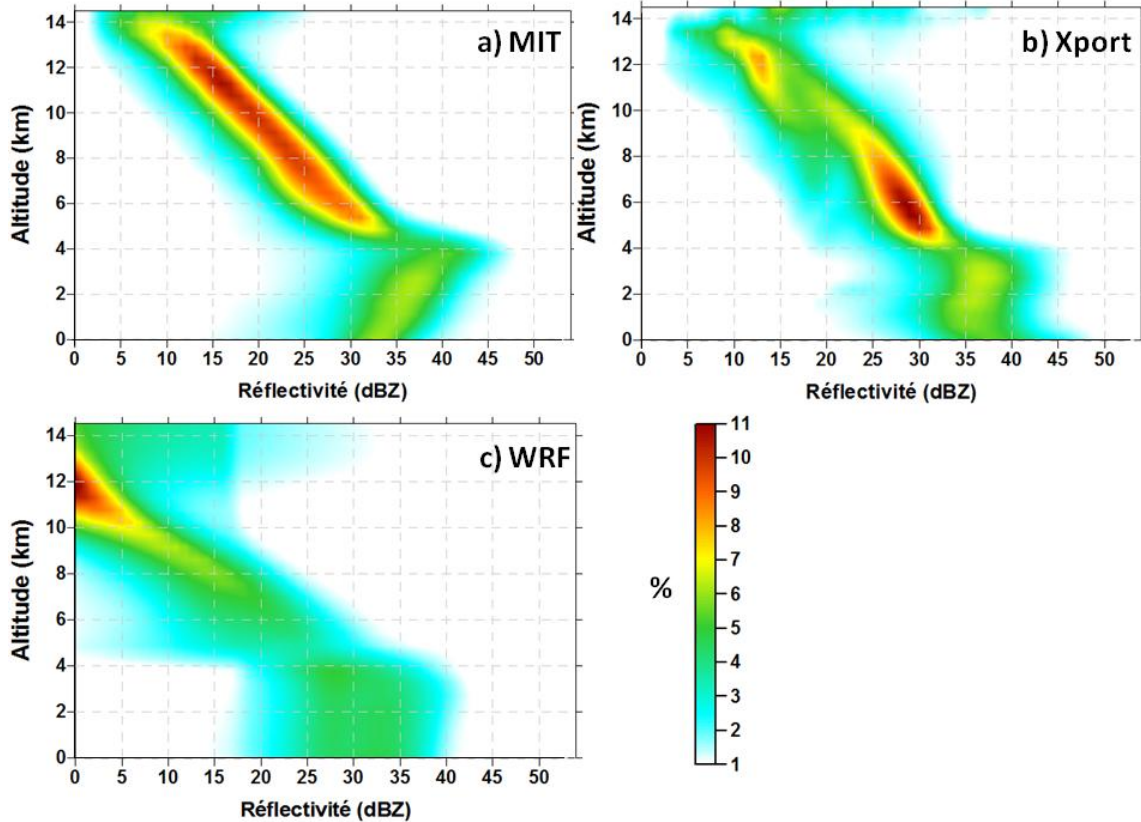


Figure 4-21 : Contoured Frequency by Altitude Diagrams (CFAD) de la réflectivité mesurée par le radar MIT entre 12h50 et 17h00 (a), par le radar Xport entre 12h02 et 17h04 (b) et simulée par le modèle WRF sur une partie du domaine n°3 entre 16h30 et 20h45 (c). L'unité utilisée est un pourcentage de points dans chaque classe de réflectivité ($\Delta Z=1$ dBZ) par niveau atmosphérique de 500 m.

❖ CFAD DU RADAR MIT :

La figure 4-21a se décompose en trois parties distinctes selon l'altitude : au-dessus de l'isotherme 0°C , autour de l'isotherme 0°C , et au-dessous de l'isotherme 0°C . Cette « frontière » de l'isotherme 0°C se situe à 4,7 km d'altitude.

Dans la partie haute du CFAD (entre 5 et 14 km d'altitude), on constate une forte variation selon l'altitude des distributions de probabilités unimodales. Les réflectivités les plus représentées augmentent quand l'altitude diminue, indiquant par là l'augmentation de la taille et de la concentration des particules de glace qui tombent des hauts niveaux. La réflectivité la plus représentée dans chaque couche atmosphérique passe de 12 dBZ à 13 km d'altitude à environ 28 dBZ à 6 km d'altitude. Le calcul de la pente de cette partie du CFAD montre que la réflectivité moyenne augmente de 2,27 dBZ lorsqu'on descend d'un kilomètre. On peut aussi remarquer que la largeur du CFAD reste constante quelle que soit l'altitude considérée, preuve que la variabilité de la réflectivité reste la même sur toute la couche atmosphérique.

À l'altitude de 4,7 km, on constate l'existence d'un fort saut du signal radar retourné par le MCS. Le début du phénomène de fonte des particules glacées engendre la formation d'une pellicule d'eau liquide à la surface des cristaux. Cette couche d'eau liquide recouvrant une particule de taille plus importante qu'une goutte, rétrodiffuse plus efficacement l'onde radar que la glace, provoquant une augmentation brusque et importante de la réflectivité (repérée par l'apparition d'une « bande brillante » sur les images radars). Cette dernière passe d'environ 32 dBZ à 5 km d'altitude à 41 dBZ à 4 km.

Enfin, dans la partie basse du CFAD (en dessous de 4 km d'altitude), les densités de probabilités selon l'altitude présentent de nouveau une pente marquée, mais dans le sens inverse de la partie haute. Cette fois, la réflectivité moyenne diminue en se rapprochant de la surface. Juste en dessous de la bande brillante (sur quelques centaines de mètres), cela s'explique par le fait que les grosses particules de glace (de forme complexe) se transforment en gouttes plus petites lors de leur fonte. Lorsqu'on se rapproche de la surface, la diminution de la réflectivité est également caractéristique du phénomène d'évaporation. En effet, en dessous du niveau de fonte, le signal radar est dû à la présence de précipitations liquides, qui s'évaporent totalement ou en partie au cours de leur chute. De plus, l'éclatement des gouttes d'eau instables lors de leur chute à cause d'un diamètre trop grand favorise lui aussi la diminution de la taille des gouttes entre 4 km d'altitude et le sol. L'ensemble de ces phénomènes entraîne une diminution du signal radar moyen. Ce dernier passe de 41 dBZ à 4 km à 32 dBZ au sol. Dans cette partie basse du CFAD, il n'y a pas de maximum très marqué à chaque altitude, les densités de probabilités sont plus uniformes.

❖ CFAD DU RADAR XPORT :

Le CFAD représentant les données Xport (figure 4-21 b) indique la même structure générale que celui du MIT, avec des différences notables toutefois. Comme pour la figure précédente, on peut repérer une évolution des distributions de réflectivités selon l'altitude suivant trois niveaux distincts. Au-dessus de la couche de fonte, les réflectivités augmentent quand l'altitude diminue. Elles deviennent ensuite maximales au niveau de l'isotherme 0°C, et enfin on remarque une pente inverse dans la zone entre 4 km d'altitude et le sol.

La différence majeure entre les mesures du MIT et du Xport se situe dans la partie haute des CFAD. Là où le MIT présente des distributions de réflectivités qui varient de manière continue, le Xport montre une structure moins définie et moins uniforme. La couche atmosphérique entre 8 et 12 km présente des densités de probabilités plus larges que la zone située entre 4 et 8 km. La réflectivité mesurée par le Xport est donc beaucoup plus variable que celle mesurée par le MIT entre 8 et 12 km. L'atténuation du signal radar du Xport dans les hautes couches atmosphériques (au-dessus de 8 km)

peut également expliquer les différences constatées entre les CFAD du Xport et du MIT. La fréquence utilisée par le radar Xport est davantage sujette à l'atténuation que celle du MIT.

Contrairement au CFAD du MIT, le diagramme du Xport présente entre 6 et 11 km d'altitude des densités de probabilités bimodales. En effet, à cette altitude, on voit un maximum très marqué (tons orangés et rouges) situé entre 25 et 30 dBZ, mais également un second mode moins intense (tons verts) vers 18 dBZ. Cependant, la pente globale de la partie haute du CFAD du Xport est semblable à celle calculée dans le cas du MIT. La réflectivité augmente d'environ 2,25 dBZ quand on descend d'un kilomètre, alors que nous avons déterminé une pente de 2,27 dBZ.km⁻¹ pour les observations MIT de la [figure 4-21 a](#).

Dans la partie basse du CFAD du radar Xport, on constate une différence avec le CFAD du MIT. En effet, dans le cas du Xport, les réflectivités diminuent en se rapprochant du sol en dessous de la couche de fonte, mais ce phénomène s'inverse dans la couche atmosphérique la plus proche de la surface, en dessous de 2 km.

❖ COMPARAISON ENTRE LES OBSERVATIONS ET LA LITTÉRATURE :

Après avoir analysé et comparé le CFAD du radar MIT et celui du radar Xport, on peut se demander si ces derniers sont représentatifs des MCS africains. Pour cela, on utilise les travaux de [Cetrone et Houze \(2009\)](#), qui décrivent les CFAD de systèmes convectifs dans trois régions du monde : l'Afrique de l'Ouest, l'Indonésie, et le golfe du Bengale. De plus, dans cette étude, les parties convectives et stratiformes des MCS sont différenciées. Le même type d'analyse a été réalisé par [Pénide et al. \(2013\)](#) pour traiter les systèmes nuageux australiens, avec des constatations similaires..

À travers la [figure 4-22](#), nous présentons de nouveau les CFAD des observations MIT et Xport pour la ligne de grains du 13 août, ainsi que les diagrammes tirés de [Cetrone et Houze \(2009\)](#) pour la partie convective et la partie stratiforme des systèmes d'Afrique de l'Ouest.

Les CFAD de la [figure 4-22 c et 4-22 d](#) sont réalisés grâce à des données satellitaires issues du radar-précipitations de TRMM pour la période entre le 1^{er} Juin et le 30 Septembre 2006. Contrairement à notre cas d'étude du 13 août, les diagrammes de [Cetrone et Houze \(2009\)](#) traitent donc beaucoup plus de données, la statistique n'est pas valable pour un seul système mais pour toute une population de nuages. Cela explique en partie les différences constatées entre les valeurs indiquées dans les iso-contours des [figures 4-22 a et 4-22 b](#) d'une part (entre 1% et 11%), et celles des [figures 4-22 c et 4-22 d](#) d'autre part (de 0,1% à 0,12%). La prise en compte d'autres cas d'étude issus de la campagne de Megha-Tropiques pour les radars MIT et Xport permettrait d'affiner la statistique. Les écarts importants entre les pourcentages présentés sur les CFAD des observations radars de Niamey et ceux

de [Cetrone et Houze \(2009\)](#) trouvent également leur explication dans des méthodes de normalisation différentes. En effet, pour construire les diagrammes, nous avons normalisé par le nombre de points inclus dans une classe d'altitude donnée. [Pénide et al. \(2013\)](#) utilisent également cette méthode, mais appellent les diagrammes obtenus non plus des CFAD mais des HPDF, pour Height-dependent PDF ([Protat et al., 2010](#)). [Cetrone et Houze \(2009\)](#) ont, quant à eux, normalisé par le nombre total de points, sur l'ensemble du volume d'étude.

On peut également préciser que 16,7% des échos étudiés par [Cetrone et Houze \(2009\)](#) font partie de la zone convective des systèmes africains. Cependant, la technique de différenciation entre zone convective et zone stratiforme n'est pas indiquée dans leur publication.

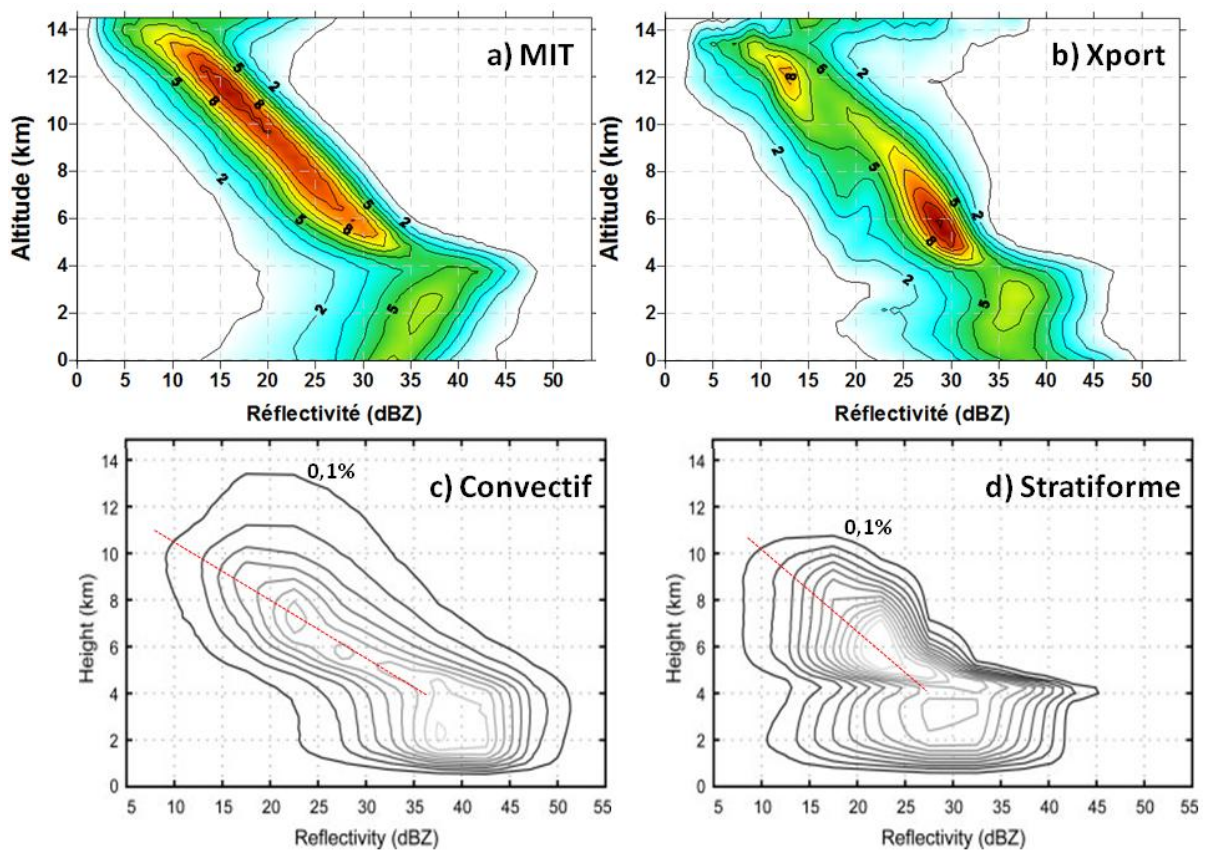


Figure 4-22 : CFAD du radar MIT (a) et du radar Xport (b). CFAD caractéristiques de la zone convective (c) et de la zone stratiforme (d) d'un MCS africain, d'après [Cetrone et Houze \(2009\)](#). Les iso-contours des figures a et b (resp. c et d) sont tracés à partir de 1% (resp. 0,1%) par pas de 1% (resp. 0,1%).

D'après la [figure 4-22](#), on voit que les CFAD issus des observations des radars MIT et Xport représentent majoritairement la région stratiforme de l'orage. En effet, bien que nous ayons utilisé les données de la partie convective et de la partie stratiforme du MCS, le cœur convectif du nuage est

largement moins étendu spatialement, ce qui lui donne un poids plus faible dans ce genre d'analyse statistique.

L'apparition distincte du phénomène de bande brillante sur les CFAD du MIT et du Xport est caractéristique de la partie stratiforme du nuage, comme le montre la [figure 4-22 d](#).

De plus, sur cette même [figure 4-22 d](#), on voit que, pour la partie haute du CFAD (au-dessus de 4,5 km), le gradient des distributions de réflectivités est plus resserré dans la partie droite du diagramme que dans la partie gauche : les iso-contours sont plus proches les uns des autres entre 25 et 35 dBZ qu'entre 10 et 20 dBZ. Cette particularité est caractéristique de la région stratiforme d'un MCS. Elle indique que les structures de réflectivités sont plus uniformes que dans la zone convective. On retrouve cette observation dans les CFAD des observations Megha-Tropiques, de façon plus évidente sur la [figure 4-22 a](#) du radar MIT.

En outre, toujours dans la partie haute des CFAD, les diagrammes tirés de l'étude de [Cetrone et Houze \(2009\)](#) présentent des taux de variation de la réflectivité avec l'altitude différents. Le calcul de ces pentes, effectué grâce aux droites en pointillés rouge sur les [figures 4-22 c et 4-22 d](#) indiquent une augmentation de 4 dBZ pour une diminution d'un kilomètre d'altitude pour la partie convective et de 2,87 dBZ par kilomètre pour la zone stratiforme des MCS africains. Ces différences s'expliquent par des processus microphysiques différents dans ces deux zones. Dans les parties stratiformes, les processus dominants concernant la croissance des particules glacées sont l'agrégation et le dépôt de vapeur ([Houze, 1997; McFarquhar et al., 2007; Penide et al., 2010](#)), tandis que dans les régions convectives, le givrage est le phénomène clé. Dans ce second cas, de grosses particules de graupel et/ou de grêle sont formées et chutent rapidement, engendrant une plus forte augmentation de la réflectivité en descendant dans la colonne atmosphérique que dans le cas des régions stratiformes, formées de petites particules. Là encore, on voit donc que les CFAD des radars MIT (de pente 2,27) et Xport (de pente 2,25) se rapprochent donc davantage du diagramme représentatif de la partie stratiforme que de celui valable pour la zone convective des systèmes nuageux d'Afrique de l'Ouest.

Néanmoins, les CFAD des observations MIT et Xport présentent deux particularités propres à la partie convective des systèmes étudiés par [Cetrone et Houze \(2009\)](#). D'une part, en comparant les [figures 4-22 c et 4-22 d](#), on voit que le diagramme de gauche s'étend jusqu'à une altitude proche de 13 km, alors que celui de droite ne dépasse pas 11 km. La forte extension verticale du CFAD propre à la zone convective des MCS africains se retrouve dans les [figures 4-22 a et 4-22 b](#), qui atteignent 14 km d'altitude. D'autre part, les travaux de [Cetrone et Houze \(2009\)](#) montrent que la partie convective des systèmes africains présente des réflectivités plus fortes que la partie stratiforme, quelle que soit l'altitude considérée. Le CFAD de la [figure 4-22 c](#) est globalement décalé vers de plus hautes valeurs de réflectivité (c'est-à-dire vers la droite) que celui de la [figure 4-22 d](#). On peut constater ce

phénomène de façon plus évidente pour la partie basse des CFAD, en-dessous de la bande brillante. Sur les diagrammes du MIT et du Xport, on constate que les réflectivités les plus représentées (pour chaque altitude) sont davantage en accord avec la [figure 4-22 c](#) qu'avec la [figure 4-22 d](#). Entre 0 et 4 km d'altitude, très peu de réflectivités inférieures à 25 dBZ sont observées par les deux radars sol, ce qui n'est pas du tout en concordance avec la partie stratiforme des systèmes analysés par [Cetrone et Houze \(2009\)](#).

On voit donc que la structure générale des CFAD issus des observations des radars MIT et Xport correspond bien à des diagrammes typiques des systèmes nuageux d'Afrique de l'Ouest tels que ceux étudiés par [Cetrone et Houze \(2009\)](#). On retrouve à la fois des caractéristiques de la zone convective (extension verticale, valeurs de réflectivité fortes) et de la zone stratiforme (pente, bande brillante) dans ces figures.

❖ CFAD DU MODELE WRF :

Le CFAD réalisé à partir de la simulation WRF ([figure 4-21 c](#)) présente des différences importantes avec les CFAD issus des observations radars sol. Il est important de préciser que ce diagramme est réalisé grâce à un nombre de points beaucoup plus important que pour les radars MIT et Xport. En effet, la grille de notre simulation et l'écriture des sorties du modèle toutes les 5 minutes permettent d'obtenir environ 10 fois plus de points dans le cas de WRF que pour les radars sol.

En premier lieu, on peut constater que l'ensemble du diagramme est largement décalé vers la gauche, c'est-à-dire vers des valeurs de réflectivités plus faibles que pour les observations. Cet écart est encore plus visible dans la partie haute du CFAD (au-dessus de la couche de fonte). Cela signifie que le modèle représente mal les grosses particules glacées qui chutent (les catégories neige et graupel du modèle). Les cristaux simulés sont plus petits ou en concentrations moindres que dans les observations. De plus, sur l'ensemble de la troposphère, les densités de probabilités sont plus larges pour le modèle que pour les observations. Les tons bleus et verts sont beaucoup plus diffus sur le CFAD du modèle. Par conséquent, à une altitude donnée, la réflectivité issue du modèle est beaucoup plus variable que celle des observations radars. On peut remarquer aussi que la pente de la partie haute du CFAD est plus importante pour le modèle que pour les observations, avec une augmentation de réflectivité d'environ 4 dBZ par kilomètre. Cette pente est semblable à celle du CFAD représentatif de la zone convective d'un MCS africain d'après [Cetrone et Houze \(2009\)](#) ([figure 4-22 c](#)).

La partie basse du CFAD du modèle (en dessous de 4 km d'altitude) est elle aussi beaucoup plus diffuse que pour les observations. De plus, contrairement aux CFAD du MIT ou du Xport, elle ne présente pas une inclinaison marquée et est plutôt verticale. On peut penser que cette caractéristique

est due à une mauvaise prise en compte dans le modèle du phénomène d'évaporation des précipitations au cours de leur chute (qui explique l'inclinaison de cette partie du diagramme dans le cas des observations). On peut également noter d'après les [figure 4-22 c et d](#) que l'absence de pente dans la partie basse du CFAD semble se rapprocher davantage des caractéristiques de la zone convective d'un MCS que de celles de la région stratiforme. Cette constatation est confirmée par l'étude de [Pénide et al. \(2013\)](#).

Le CFAD du modèle WRF présente donc davantage de caractéristiques propres à la zone convective des systèmes nuageux africains (pente forte dans la partie supérieure du diagramme et nulle dans la partie inférieure, absence de bande brillante) que les CFAD des radars MIT et Xport, mais pourtant l'ensemble des valeurs de réflectivités est largement inférieur aux observations.

Pour expliquer pourquoi le modèle présente des réflectivités plus faibles que les observations, en particulier dans les hautes couches atmosphériques, on peut penser que le schéma de Thompson représente mal les spectres des hydrométéores, ou que le calcul de la réflectivité à partir de ces spectres n'est pas assez précis. Pour illustrer cette problématique, la [figure 4-23](#) présente des exemples de spectres d'hydrométéores glacés issus de notre simulation. Il s'agit de 4 spectres de la catégorie « neige » (en traits continus) et 4 spectres de type « graupel » (en pointillés) calculés à 18h, et moyennés sur un domaine de 50*15 km² autour de la position (300,350) du domaine de simulation n°3 (cf. [figure 4-10](#) à 18h). Cette zone est située dans la partie stratiforme de la ligne de grains et présente une réflectivité d'environ 28 dBZ entre 6 et 7 km d'altitude. Le calcul des spectres est réalisé pour différentes altitudes. De plus, on indique sur cette figure (en gris) les spectres microphysiques typiques de la [figure 3-12](#) du chapitre 3 observés par les sondes aéroportées durant le vol 18 à trois instants différents.

On constate dans un premier temps que les spectres de la neige et du graupel sont très différents. Pour la neige, on peut voir deux modes, tandis que le graupel ne présente qu'un seul mode. De plus, la neige est présente en beaucoup plus grande quantité que le graupel, excepté pour les plus grosses particules. En effet, les courbes représentant la neige diminuent beaucoup plus rapidement que celles du graupel. En outre, pour les deux catégories de cristaux (neige et graupel), on voit qu'une diminution de l'altitude entraîne l'apparition de particules de taille plus importante. En effet, de petits cristaux se forment d'abord dans les hautes couches, par congélation des petites gouttelettes ou nucléation hétérogène sur des noyaux glaçogènes. Puis les processus de dépôt de vapeur, de collection, de coalescence et d'agrégation entraînent la croissance des cristaux au cours de leur chute.

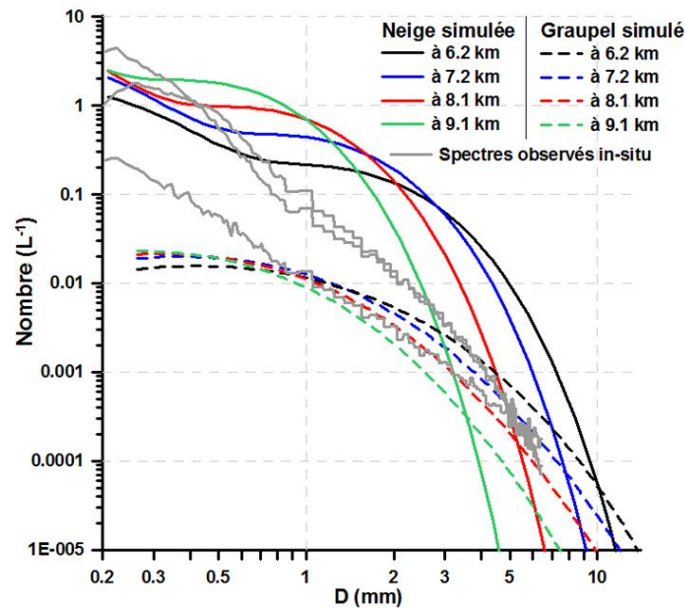


Figure 4-23 : Spectres de la neige (en traits continus) et du graupel (en pointillés) simulés par WRF pour quatre altitudes différentes, moyennés sur un domaine de 7 200 km² situé dans la partie stratiforme de la ligne de grains. Les spectres en gris sont les spectres de la [figure 3-12](#) représentant trois exemples d'observations aéroportées de la campagne Megha-Tropiques pendant le vol du 13 août 2010.

Pour comprendre l'importance des spectres sur la réflectivité, on peut s'intéresser principalement dans la [figure 4-23](#) aux particules de taille intermédiaire (entre 0,8 et 4 mm environ). En effet, ce sont elles qui sont majoritairement responsables de la réflectivité. Autour de 2 mm, on voit que la neige est beaucoup plus abondante dans la simulation que dans les observations *in-situ*, quelle que soit l'altitude considérée. Cela devrait donc se traduire par une réflectivité dans le modèle plus forte que dans les observations. Or, d'après notre analyse des CFAD de la [figure 4-21](#), on a vu que les réflectivités simulées sont globalement inférieures aux signaux observés par les radars MIT et Xport. Par conséquent, on peut penser que le calcul de la réflectivité à partir des spectres simulés a tendance à diminuer les valeurs attendues.

Comme nous l'avons déjà présenté dans ce manuscrit (cf. section 2.2.1.2), la réflectivité radar est proportionnelle au sixième moment de la distribution en taille des particules. Cependant, dans sa méthode de calcul, le simulateur radar de Thompson n'utilise pas cette proportionnalité avec le diamètre mais plutôt une relation entre la réflectivité et le carré de la masse des cristaux. Cette dernière est déterminée via la relation $m=0,069.D^2$. Le calcul de la réflectivité de Thompson peut donc être considéré comme reliant Z avec D^4 , et non pas avec D^6 comme l'indiquent les équations théoriques. Par conséquent, l'utilisation de la puissance 4 au lieu de la puissance 6 dans le calcul de la réflectivité explique que les valeurs obtenues soient inférieures à celles attendues. Même si le modèle produit davantage de neige que les observations, les réflectivités associées sont largement sous-estimées par le

calcul. Cela peut expliquer le décalage vers la gauche du CFAD du modèle par rapport aux diagrammes des observations MIT et Xport.

Il serait donc utile à l'avenir de concevoir un simulateur radar davantage en accord avec l'équation de la réflectivité radar qui lie cette grandeur au sixième moment du diamètre.

En conclusion de cette étude, on peut dire que le modèle représente correctement la structure verticale de la réflectivité dans un MCS, divisée en deux zones distinctes séparées par le niveau de fonte. Ce dernier est positionné dans le modèle à la même altitude que pour les observations. Cependant, même si la forme globale du CFAD est reproduite par le modèle, on peut voir, à l'intérieur de chaque zone, des différences entre la simulation et les observations : dans la partie haute, le modèle sous-estime largement les valeurs de réflectivités, notamment à cause de la méthode de calcul de Z , alors que dans la partie basse, c'est le phénomène d'évaporation qu'il sous-estime probablement, ce qui explique l'absence d'inclinaison de cette partie de CFAD.

4.2.3.5 Comparaison des schémas de Thompson et Morrison

Dans les sections précédentes, nous avons évalué la capacité du modèle WRF à produire des systèmes convectifs intenses et nous nous sommes intéressés à la structure verticale du champ de réflectivité simulé. Dans ces différents travaux, nous nous sommes toujours basés sur une simulation utilisant un schéma microphysique parmi les plus avancés, celui de Thompson. La différence majeure entre le modèle de Thompson et celui de Morrison réside dans la prise en compte par le schéma de Morrison de deux moments pour les particules de neige et de graupel, alors que celui de Thompson ne prédit ces espèces que grâce à leur rapport de mélange (cf. section 4.1.2.2). On peut donc se demander si l'utilisation d'un schéma microphysique plus complexe tel que le schéma de Morrison peut apporter un bénéfice pour notre cas d'étude du 13 août.

Afin de comparer ces deux schémas, nous avons effectué une nouvelle simulation avec le modèle WRF en reprenant la même configuration que précédemment (cf. section 4.2.2.1) mais en modifiant le schéma microphysique. Une comparaison (uniquement qualitative) des résultats obtenus avec ceux de la simulation « référence » utilisant le schéma de Thompson a donc pu être réalisée.

Tout d'abord, nous pouvons comparer le champ nuageux global q_c de ces deux simulations, afin d'évaluer l'influence d'un changement de paramétrisation microphysique sur la mise en place de la convection et son évolution temporelle. Quel que soit le schéma microphysique étudié, l'eau nuageuse reste une espèce prédite par un seul moment.

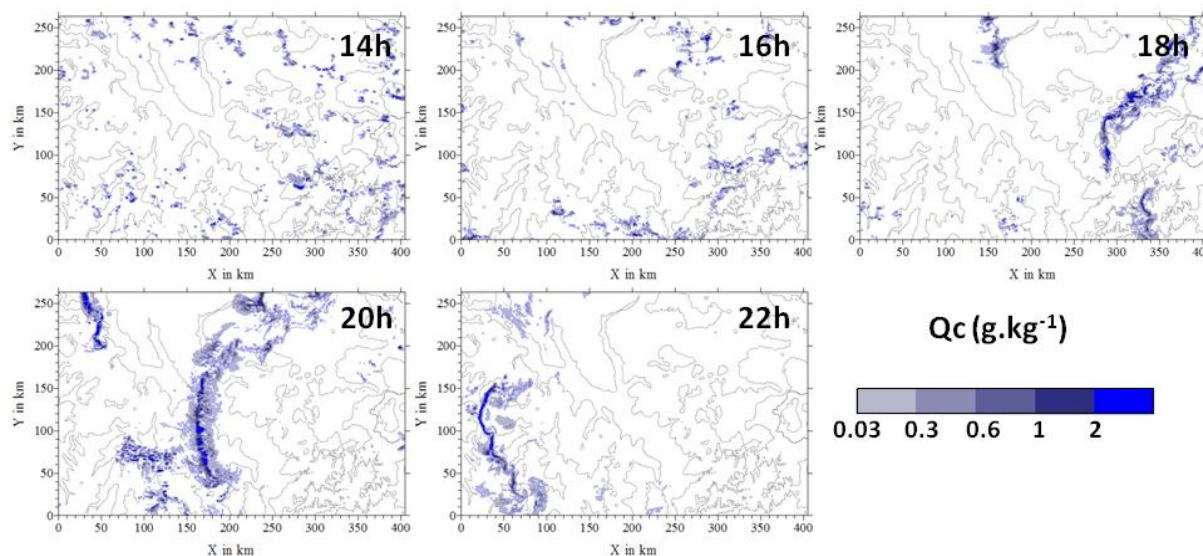


Figure 4-24 : Coupes horizontales de Q_c à 3 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Morrison.

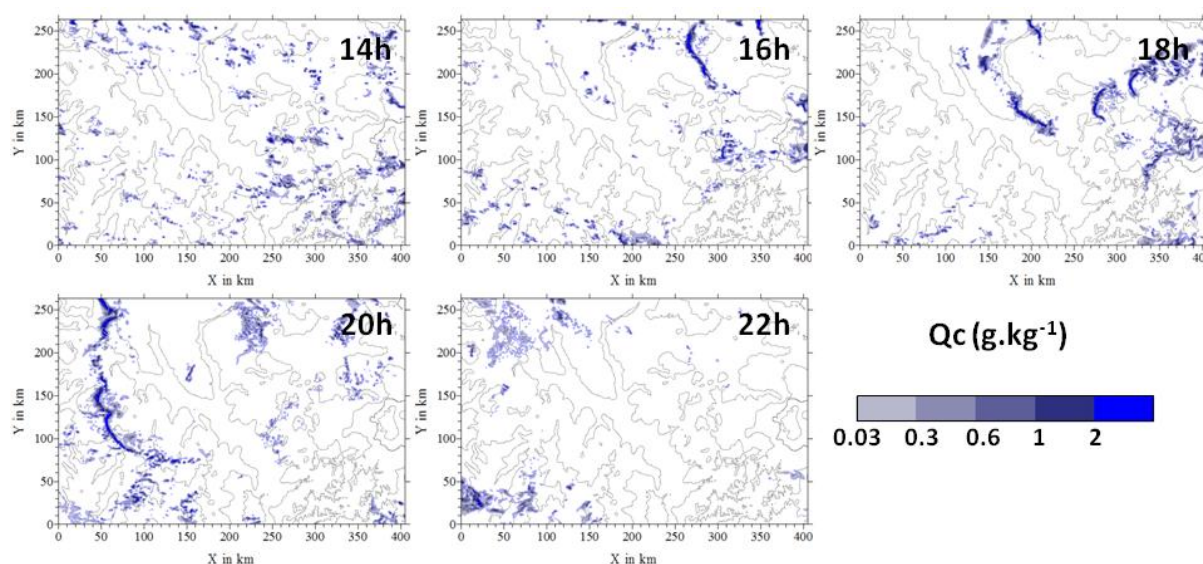


Figure 4-25 : Coupes horizontales de Q_c à 3 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Thompson.

Les figures 4-24 et 4-25 présentent l'évolution temporelle du rapport de mélange en eau nuageuse pour les deux simulations. Dans les deux cas, la mise en place de petites cellules isolées commence dès le début de l'après-midi. Cependant, dans la simulation de Thompson, les premiers signes d'une ligne de grains distincte sont visibles dès 16h, tandis que pour la simulation de Morrison, la ligne de grains se forme plus tard, vers 18h. À son stade le plus intense (vers 20h), la ligne de grains du cas Morrison semble plus active et couvre une surface plus large que celle de Thompson. Néanmoins, on peut constater que la ligne de grains de la simulation de Morrison se déplace à une

vitesse sensiblement équivalente à celle de la simulation de Thompson, autour de 60 km.h^{-1} entre 18h et 22h. De plus, entre 17h et 19h, le déplacement du système dans le cas du schéma de Morrison présente une composante Nord qui n'existe pas dans le cas du schéma de Thompson.

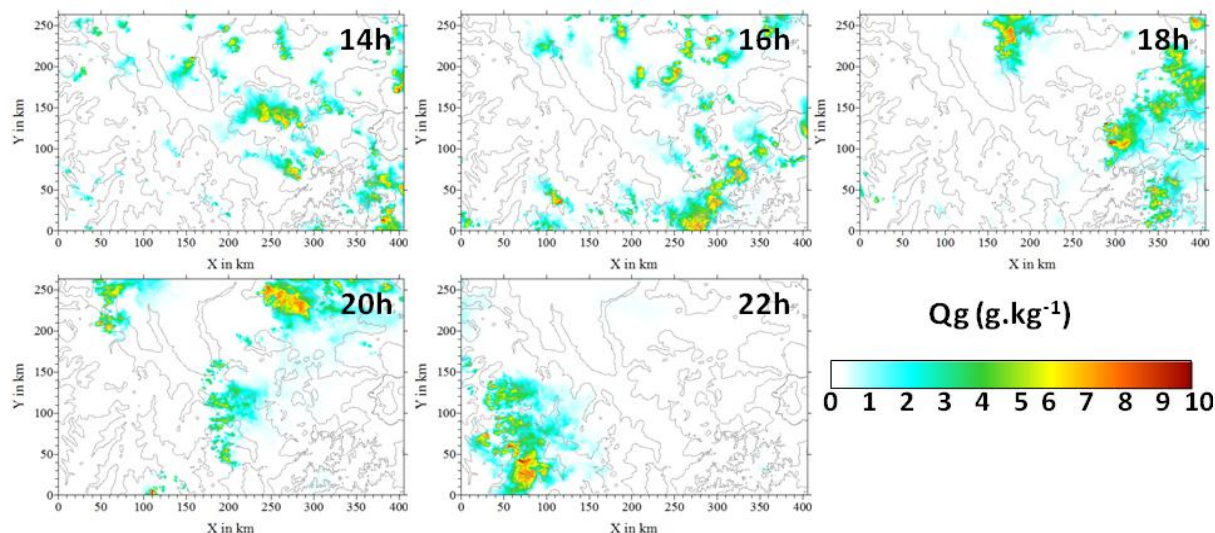


Figure 4-26 : Coupes horizontales de Q_g à 7,5 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Morrison.

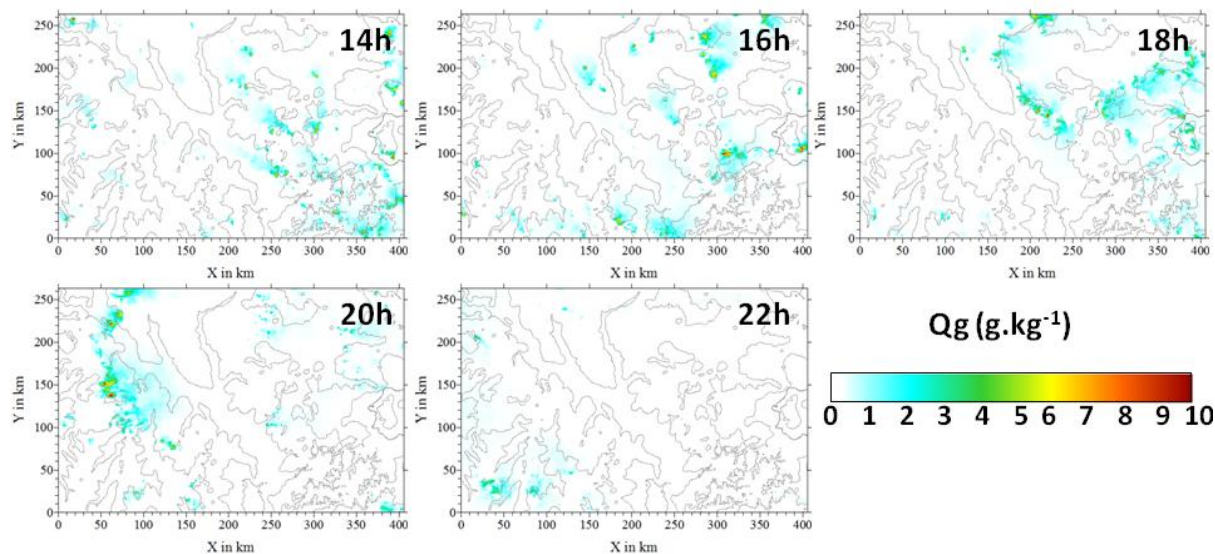


Figure 4-27 : Coupes horizontales de Q_g à 7,5 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Thompson.

Par conséquent, on peut dire qu'une modification du schéma microphysique a des conséquences sur le déclenchement et la dynamique d'un système convectif tel que celui de notre cas d'étude. On retrouve cependant les caractéristiques majeures de la ligne de grains (apparition en fin d'après-midi, déplacement vers l'ouest, affaiblissement en fin de soirée).

Le graupel est l'une des espèces traitées différemment par les deux modèles microphysiques étudiés : le schéma de Morrison utilise deux moments, tandis que le schéma de Thompson n'en utilise qu'un seul. Il est donc intéressant de mettre en parallèle cette variable pour les deux simulations. C'est le cas à travers les figures 4-26 et 4-27 qui représentent des coupes horizontales du rapport de mélange en graupel à 7,5 km d'altitude dans chacune des deux simulations. Comme attendu, les différences sont largement plus marquées dans ces figures que pour le champ nuageux présenté précédemment. Tout au long de la simulation, le schéma de Morrison produit beaucoup plus de graupel que le schéma de Thompson : dans le premier cas, des valeurs proches de 10 g.kg^{-1} sont atteintes dans les cœurs convectifs des cellules nuageuses, tandis que dans le second cas, le rapport de mélange en graupel ne dépasse quasiment jamais 6 g.kg^{-1} . Ces différences sont moins marquées dans les couches atmosphériques plus basses (figures non montrées ici). La surestimation du graupel dans le schéma de Morrison signifie donc que les processus de formation de ces particules sont eux aussi surestimés. La congélation des grosses gouttelettes d'eau liquide d'une part, et le givrage de petits cristaux avec d'autres gouttelettes d'autre part sont surévalués. L'alimentation de la catégorie d'hydrométéores « graupel » grâce à ces processus est plus forte pour le schéma de Morrison que pour le schéma de Thompson. Cela peut également venir d'une paramétrisation de la nucléation hétérogène différente dans ces deux modèles microphysiques.

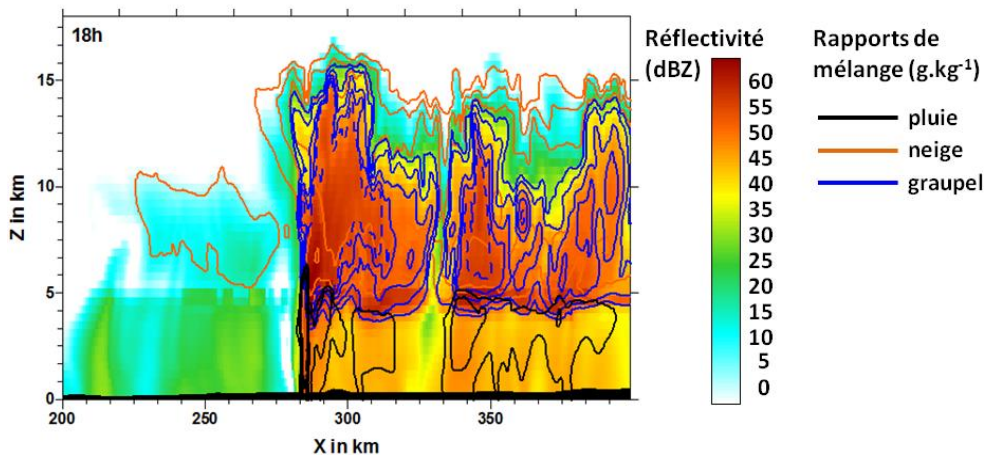


Figure 4-28 : Coupe verticale du champ de réflectivité à travers le domaine n°3, à 18h, avec un angle de 20° , pour la simulation de Morrison. Les iso-contours noirs (resp. bleus) représentent les rapports de mélange de la pluie (resp. du graupel) pour des valeurs de 0,5, 1, 2, 3, et 4 g.kg^{-1} . Les iso-contours oranges représentent les rapports de mélange de la neige pour des valeurs de 0,2, 0,5, 1, 2, 3, et 4 g.kg^{-1} . Les lignes d'iso-contours de 4 g.kg^{-1} sont indiquées en pointillés.

La figure 4-28 montre également la surproduction de la catégorie graupel par le schéma de Morrison. Cette coupe verticale à travers la ligne de grains présente des iso-contours pour ce type d'hydrométéores beaucoup plus importants que ceux de la figure 4-19, valable pour le schéma de Thompson. On voit des rapports de mélange supérieurs dans le cas de Morrison que dans le cas de

Thompson, et on peut également constater que la région concernée par ces quantités importantes de graupel s'étend beaucoup plus que dans la simulation de Thompson.

La conséquence principale de cette surproduction de graupel à haute altitude par le schéma de Morrison est responsable du champ de réflectivité calculé. Comme pour la simulation de Thompson, nous avons réalisé un post-traitement de la simulation de Morrison afin de déterminer la réflectivité radar. Il est important de noter que nous avons appliqué exactement le même traitement aux deux simulations pour calculer cette variable (cf. section 4.2.2.3). Bien que le code informatique utilisé ait été élaboré initialement pour s'adapter au schéma de Thompson, nous l'avons quand même choisi pour la simulation de Morrison afin de comparer des résultats issus de traitements strictement identiques. En outre, il n'existe pas de simulateur de réflectivité conçu pour le schéma de Morrison. L'élaboration d'un tel outil peut être l'une des perspectives de ce travail.

La [figure 4-29](#) illustre la conséquence directe de l'utilisation du schéma de Morrison sur le champ de réflectivité pour les hautes couches atmosphériques. À un instant donné (ici 18h00), on peut y observer des valeurs de réflectivité beaucoup plus importantes. Avec le schéma de Thompson, le champ de réflectivité est plus diffus et les cœurs convectifs sont moins intenses. La présence de graupels, leur taille et leur concentration, jouent un rôle majeur dans le calcul de la réflectivité, et expliquent ce résultat.

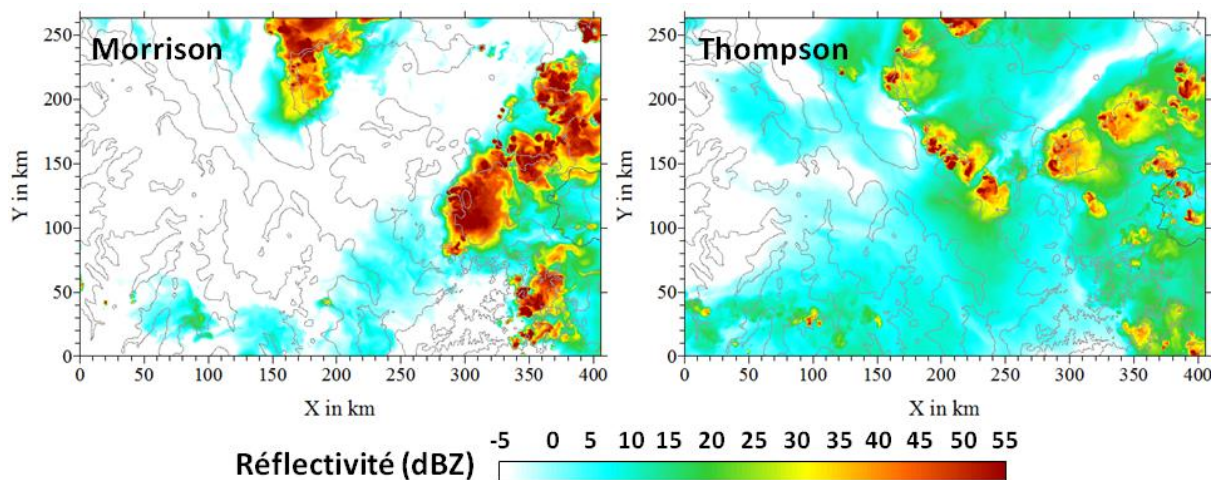


Figure 4-29 : Coupes horizontales du champ de réflectivité à 10 km d'altitude à 18h00 pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Morrison (à gauche) et de la simulation utilisant le schéma de Thompson (à droite).

Les schémas de Thompson et de Morrison diffèrent principalement par leur traitement de la phase solide de l'eau, comme la neige et le graupel. Par conséquent, on peut penser que le « simulateur » de réflectivité que nous avons utilisé n'est pas réellement adapté pour calculer la réflectivité dans les hautes couches de la simulation de Morrison. Nous avons donc choisi de nous

placer également à basse altitude, là où il n'existe plus de particules solides, afin de comparer les champs de réflectivités des deux simulations. À plus basse altitude (ici 3 km), en dessous du niveau de fonte, on retrouve également des différences entre les champs de réflectivité simulés par le schéma de Thompson et celui de Morrison (figures 4-30 et 4-31). Elles restent cependant moins prononcées que dans les hautes couches. On observe des réflectivités légèrement plus fortes pour le schéma de Morrison, tandis que le schéma de Thompson simule, lui, à l'arrière de la ligne de grains, une zone stratiforme beaucoup plus étendue.

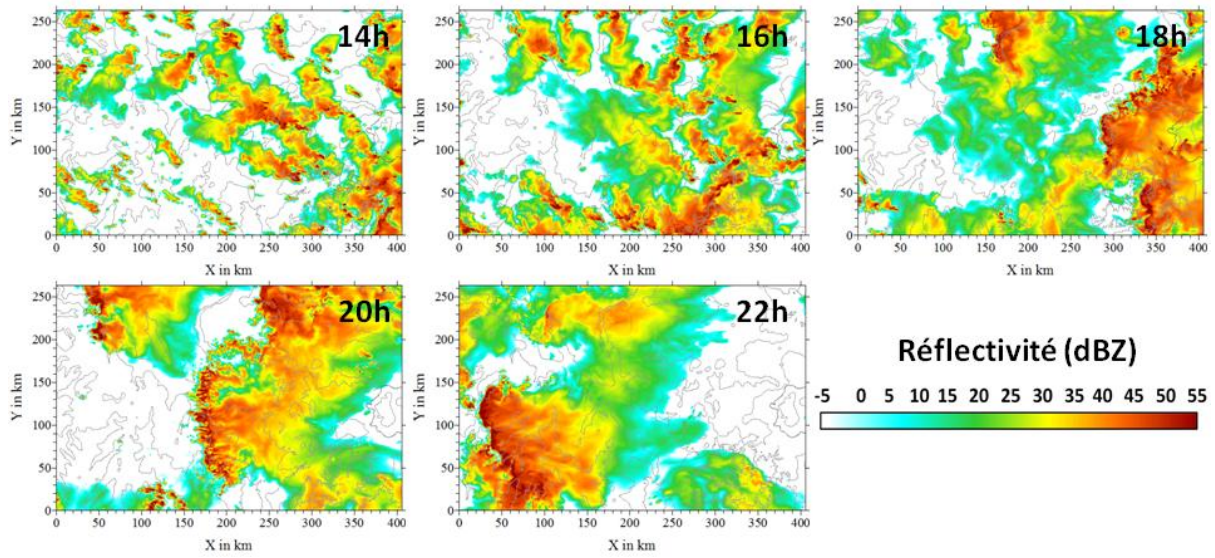


Figure 4-30 : Coupes horizontales du champ de réflectivité à 3 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Morrison.

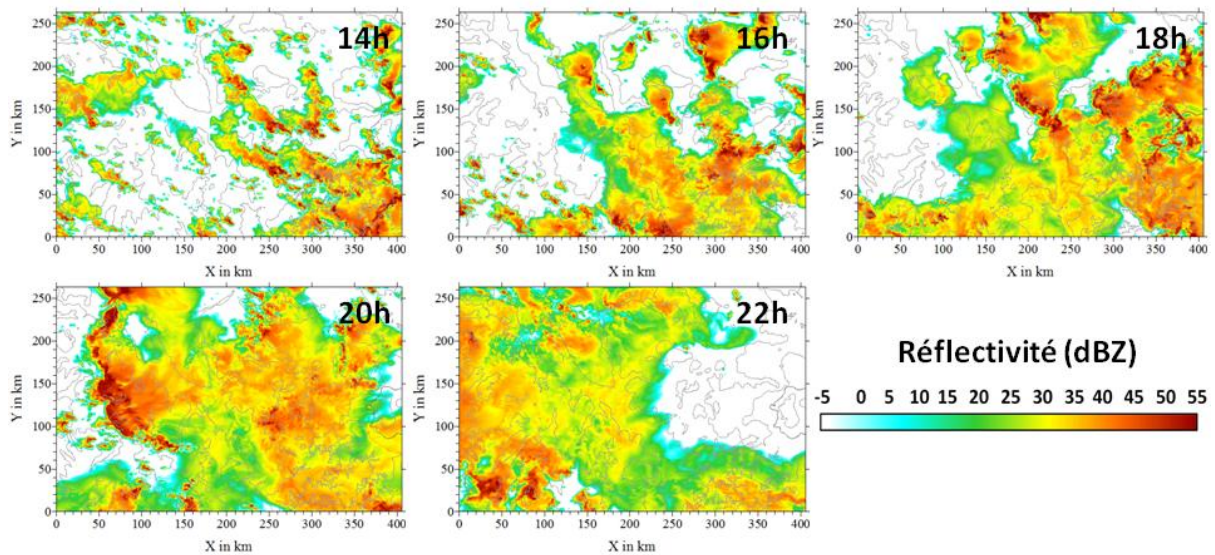


Figure 4-31 : Coupes horizontales du champ de réflectivité à 3 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Thompson.

L'utilisation du schéma microphysique de Morrison à la place du schéma de Thompson a donc des conséquences importantes sur le champ de réflectivité. On peut alors se demander si la structure verticale de ce champ présente également des différences lorsqu'on emploie le modèle de Morrison. L'utilisation des CFAD permet de mettre en évidence cette structure verticale, comme nous l'avons vu dans la section 4.2.3.4. Le même type de diagramme a donc été réalisé à partir de la simulation utilisant le schéma de Morrison. Les CFAD issus respectivement de l'utilisation du schéma de Morrison et de Thompson sont présentés sur la [figure 4-32](#). (Il est nécessaire de préciser ici que seul un changement de l'échelle de couleurs a été effectué entre les [figures 4-21 c et 4-32 b](#)). On voit que le modèle de Morrison fait disparaître presque totalement la stratification marquée dans le cas du modèle de Thompson. La variabilité de la réflectivité dans les basses couches atmosphériques est beaucoup plus importante avec le schéma de Morrison ; on ne voit pas de mode précis dans les densités de probabilités. La bande brillante est peu marquée et, au-dessus d'elle, les valeurs du CFAD sont également beaucoup plus diffuses que dans le cas du schéma de Thompson. Le CFAD du schéma de Morrison est donc beaucoup plus éloigné des CFAD des observations (cf. section 4.2.3.4) que celui du schéma de Thompson. Pour notre cas d'étude, l'application du modèle de Morrison n'apparaît pas adaptée. Elle produit des systèmes nuageux plus éloignés des observations malgré une microphysique plus complexe.

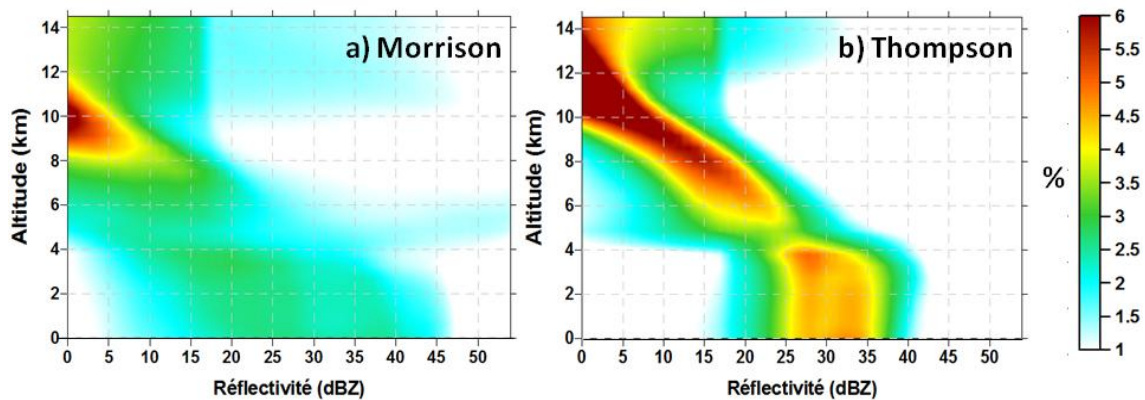


Figure 4-32 : CFAD de la réflectivité simulée par le modèle WRF sur une partie du domaine n°3 entre 16h30 et 20h45 pour la simulation utilisant le schéma de Morrison (à gauche) et la simulation utilisant le schéma de Thompson (à droite).

4.3 Conclusions

À travers un cas d'étude issu de la campagne de validation au sol de Megha-Tropiques, nous avons testé la capacité du modèle WRF à reproduire une situation météorologique typique de l'Afrique de l'Ouest. La configuration utilisée, avec trois domaines imbriqués, permet une descente d'échelle

importante. On peut alors observer des structures suffisamment fines pour être confrontées aux observations radars MIT et Xport.

Le modèle WRF parvient à initier des systèmes convectifs isolés puis à former une ligne de grains intense en accord avec la situation météorologique réellement observée. On remarque cependant un décalage temporel de quelques heures entre la simulation et la réalité et une modification partielle de sa direction de propagation (nord-ouest pour les observations, ouest pour la simulation).

Une étude sur le déclenchement et l'amplification de la convection par le modèle nous a montré l'importance des conditions de surface pour initier ces phénomènes (comme une chaleur latente importante), mais également le rôle primordial des conditions d'humidité sur toute l'épaisseur de la troposphère dans le maintien et le renforcement de la convection.

L'analyse de l'évolution temporelle de la ligne de grains principale de la simulation a permis la mise en évidence des caractéristiques propres aux MCS tropicaux. Un cœur convectif à l'avant du système est alimenté grâce à l'apparition de cellules très actives en amont, ce qui provoque le déplacement de l'orage. À l'arrière, une large enclume stratiforme est présente sur près de 200 km.

L'étude statistique de la structure verticale du champ de réflectivité grâce aux CFAD nous a permis de comparer les observations MIT et Xport avec d'une part la publication de [Cetrone et Houze \(2009\)](#) et d'autre part avec le modèle. Dans le premier cas, on a vu que les distributions des réflectivités selon l'altitude correspondent bien à un mélange de la partie convective et de la partie stratiforme d'un MCS africain classique. Cependant, nous avons réalisé cette étude pour seulement un cas précis, alors que [Cetrone et Houze \(2009\)](#) présentent des statistiques regroupant quatre mois de données. Une analyse plus large de toute la campagne de Niamey serait donc une prochaine étape à réaliser. En ce qui concerne le modèle, le CFAD obtenu à partir de la simulation de Thompson reproduit globalement bien les distributions de probabilités de réflectivité selon l'altitude. Néanmoins, il a tendance à produire trop de particules glacées de petites tailles en altitude, et, près du sol, le phénomène d'évaporation est sous-estimé. L'analyse de plusieurs exemples de spectres de neige et de graupel tirés de la simulation a montré que le calcul de la réflectivité par le « simulateur » radar de Thompson joue également un rôle important pour expliquer les différences constatées entre les CFAD du modèle et des observations.

Enfin, on a pu constater l'importance du choix du schéma microphysique lors d'une simulation numérique. En effet, c'est ce schéma qui contrôle principalement l'évolution du système orageux. La confrontation entre les résultats de la simulation utilisant le modèle de Thompson d'une part et le schéma de Morrison d'autre part a montré que ce dernier n'était pas adapté à notre cas d'étude. On a vu que l'utilisation du schéma de Morrison, plus complexe que le schéma de Thompson, engendre pourtant des résultats plus éloignés de la réalité, notamment avec une formation de la ligne de grains

plus tardive, et une surproduction de graupel à haute altitude. De plus, la structure du CFAD obtenu à la suite de cette simulation est très éloignée des observations MIT et Xport.

En conclusion, dans l'objectif d'aider à la validation d'un algorithme de restitution satellite comme celui de Megha-Tropiques, on peut estimer que l'utilisation d'un modèle numérique comme WRF n'est pas pertinente. En effet, les différences entre systèmes observés et systèmes simulés sont aujourd'hui encore trop importantes pour avoir une confiance suffisante dans ces informations simulées (à la fois dynamiques et microphysiques) et les inclure dans la boucle de validation. La modélisation numérique reste encore à améliorer pour participer à la validation des algorithmes de restitution satellites.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

❖ Conclusions

Nous avons étudié des systèmes convectifs observés durant la campagne Megha-Tropiques d'août 2010. Ce sont des exemples caractéristiques des nuages présents sur le continent africain durant la mousson d'été. Dans ce manuscrit, nous avons concentré notre étude sur la phase glacée de ces nuages et mis l'accent sur la synergie de nombreux moyens d'analyse (sondes microphysiques, radars au sol et embarqué, modèle numérique).

Le premier chapitre de ce travail nous a permis de bien définir notre objet d'étude : l'atmosphère tropicale. Nous avons rappelé l'importance de la ceinture tropicale dans la circulation atmosphérique et le climat terrestre global, à travers les cellules de Hadley et de Walker. Nous avons également décrit les principales caractéristiques de la Mousson d'Afrique de l'Ouest. Les précipitations associées à la MAO sont en grande majorité produites par des systèmes convectifs à méso-échelle. Lorsque ces derniers sont bien organisés, on parle alors de lignes de grains. Nous avons mis en évidence différents aspects de ces nuages tropicaux, en terme de cycle de vie, de dynamique, mais aussi de microphysique, à la fois pour le cœur convectif et pour la large enclume stratiforme à l'arrière du système.

Après avoir défini notre objet d'étude, le second chapitre de ce manuscrit a été consacré au projet Megha-Tropiques. S'inscrivant dans la continuité de l'histoire de la recherche scientifique, cette mission satellitaire constituée d'une plateforme franco-indienne a notamment pour objectif d'analyser les systèmes orageux et précipitants de la région. Pour cela, des algorithmes de restitution complexes sont utilisés - comme BRAIN, développé par [Viltard et al. \(2006\)](#) - mais une incertitude importante demeure à cause du manque d'informations sur les caractéristiques de la phase glacée des systèmes tropicaux. La validation de cet algorithme passe donc par la mise en place de campagnes de terrain ayant pour but d'établir un état de l'atmosphère tropicale et de documenter précisément la microphysique de la phase glacée et sa distribution verticale dans les MCS.

Les mesures réalisées à Niamey en Août 2010 constituent la base des travaux de cette thèse. Il s'avère que des nuages tropicaux avec une telle concentration en cristaux de glace n'avaient jamais été explorés auparavant. Nous avons cherché à savoir si les observations microphysiques *in-situ* réalisées durant cette campagne (avec des sondes de dernière génération et un radar embarqué à bord du Falcon 20) permettent d'obtenir une information suffisante sur les MCS pour décrire le transfert radiatif à travers des nuages glacés. Le premier objectif de cette thèse était donc de tester la capacité des observations aéroportées à établir les mêmes caractéristiques nuageuses que celles mesurées par télédétection. Les mesures du radiomètre MADRAS du satellite Megha-Tropiques (de 18,7 GHz à 157 GHz) n'étant pas disponibles au moment de la campagne d'été 2010, nous avons donc confronté les mesures aéroportées et les réflectivités observées depuis le sol par deux radars (MIT et Xport) travaillant à des fréquences de 5,5 GHz et 9,4 GHz.

Nous avons confirmé l'intérêt de la campagne de Niamey pour ce genre d'analyse car les contenus en glace (IWC) et les réflectivités rencontrés durant ce projet étaient largement supérieurs aux études antérieures déjà réalisées pour les nuages glacés (Heymsfield et al., 2005; Hogan et al., 2006; Hogan et al., 2012). Dans le chapitre 3 de ce manuscrit, nous avons également indiqué la méthodologie employée pour cette étude. D'une part, les informations issues des sondes microphysiques (taille et forme des cristaux) et du radar embarqué RASTA ont été l'objet d'un traitement aboutissant d'abord à la restitution d'une relation masse-diamètre de forme $m=\alpha D^\beta$, puis au contenu en glace du nuage. Cette méthode de restitution était issue des travaux de thèse d'E. Fontaine (2014). En utilisant ces résultats obtenus pour l'IWC et la relation masse-diamètre, nous avons calculé une réflectivité *in-situ* valable pour une fréquence de 5,5 GHz en appliquant l'approximation de Rayleigh pour des cristaux supposément sphéroïdes oblates. D'autre part, nous avons aussi développé une technique de colocalisation des observations radars depuis le sol sur la trajectoire de l'avion.

Les observations MIT ont ainsi été confrontées aux réflectivités calculées grâce aux mesures aéroportées, sur cinq vols de la campagne de Niamey. Une bonne concordance globale des données a pu être constatée, en particulier concernant l'évolution temporelle des signaux, ce qui valide notre méthodologie. Nous avons également avancé plusieurs explications possibles aux phases où les réflectivités mesurées par le MIT et celles calculées *in-situ* étaient largement différentes (défaillances de la méthode de colocalisation, volumes d'échantillonnage difficilement comparables, limite de détection des sondes microphysiques). Il a donc été mis en évidence qu'une comparaison entre les mesures *in-situ* et des observations issues d'un radar opérationnel avec un protocole volumique est possible.

Dans une étape suivante, nous avons aussi étudié la relation entre la réflectivité *in-situ* à 5,5 GHz et le contenu en glace. Cette relation sous forme de loi puissance n'a pas été observée pour tous les vols de la campagne, mais seulement pour ceux qui ont exploré des régions à faibles réflectivités. Le rôle de la température dans cette relation a également été analysé. Les réflectivités les plus fortes apparaissent

souvent pour les températures les plus élevées. De plus, pour une valeur de réflectivité donnée, une diminution de la température peut entraîner une augmentation du contenu en glace. Cependant, l'importance de la température dans la relation entre la réflectivité et l'IWC n'a pas été confirmée pour l'ensemble des vols.

Enfin, nos études présentées dans le chapitre 3 ont permis de mettre en parallèle les radars centimétriques, ou « radars-précipitations », comme le radar MIT, et les radars millimétriques, ou « radars-nuages », comme le RASTA. Nous avons mis en avant la sensibilité des radars centimétriques aux cristaux de grande taille. Notre étude a montré qu'une même réflectivité peut venir soit d'un nuage de faible contenu en glace mais avec la présence de quelques particules de taille supérieure à 5 mm soit d'un nuage de fort IWC formé d'un grand nombre de cristaux dans la gamme de 100 à 1000 μm . Ainsi, pour les nuages denses comme la partie stratiforme des MCS africains, une relation unique entre l'IWC et la réflectivité d'un radar-précipitations n'existe pas.

Cette influence des grosses particules n'est pas valable pour les radars-nuages. Ces derniers permettent donc d'obtenir davantage d'informations sur le contenu en glace dans les nuages tropicaux, car l'IWC est majoritairement déterminé par les particules comprises entre 200 μm et 2 mm [comme montré dans Fontaine (2014)].

Par conséquent, à travers l'ensemble de cette étude, nous avons montré qu'une campagne de terrain telle que celle réalisée en Août 2010 permet de bien documenter la phase glacée des nuages, puisque les données issues des mesures aéroportées sont en accord avec la télédétection depuis le sol, et le radar-nuage embarqué fournit des informations essentielles sur le contenu en glace des MCS. De plus, nous avons mis en évidence le caractère indispensable des mesures aéroportées *in-situ*, puisqu'elles ne peuvent pas être remplacées par uniquement des mesures de réflectivité effectuées depuis le sol. La synergie entre les mesures aéroportées et les mesures au sol est donc essentielle à la validation des algorithmes de restitution satellites.

Dans un second temps, nous avons cherché à vérifier si une campagne comme celle de Niamey restait indispensable pour aider à la validation des produits satellitaires Megha-Tropiques. En effet, les modèles numériques étant aujourd'hui très avancés, on peut penser qu'ils contribuent suffisamment à connaître l'état de l'atmosphère pour améliorer les méthodes de restitution des données satellitaires. Le chapitre 4 de ce manuscrit a donc consisté à évaluer la capacité effective du modèle WRF à simuler les structures dynamiques et microphysiques, ainsi que l'évolution temporelle des MCS, pour un cas d'étude précis tiré de la campagne Megha-Tropiques.

La simulation réalisée a présenté d'importantes similarités avec la situation réellement observée en Afrique pour le jour considéré. Dans les deux cas (simulation et observations), une ligne de grains

intense se forme durant la soirée du 13 Août, avec un déplacement rapide d'est en ouest. Cependant, un décalage temporel de plusieurs heures existe entre ces deux situations et leurs trajectoires sont en partie différentes. Nous avons aussi étudié plus particulièrement les stades de formation et d'intensification de la convection profonde, en mettant en avant l'importance des conditions de surface, du cisaillement de vent, mais aussi des conditions d'humidité sur toute l'épaisseur de la troposphère dans le déclenchement et l'amplification de phénomènes convectifs intenses. L'analyse de la ligne de grains principale de la simulation à son stade d'intensification et de maturité a mis en évidence les caractéristiques majeures propres aux MCS tropicaux. Le cœur convectif à l'avant du système est très actif, avec des rapports de mélange de pluie et de graupel très importants. Cette zone est « alimentée » grâce à des cellules particulièrement intenses en amont, ce qui provoque le déplacement du système vers l'ouest. À l'arrière, on a noté la présence d'une large enclume stratiforme avec des concentrations d'hydrométéores moindres.

L'utilisation d'un cas précis tiré de la campagne Megha-Tropiques 2010 nous a également permis d'effectuer une comparaison statistique entre le champ de réflectivité simulé et ceux des radars déployés à Niamey (MIT et Xport). D'une part, nous avons vu que les CFAD des observations MIT et Xport présentaient des caractéristiques propres à la fois à la partie convective et à la partie stratiforme des MCS africains. Cependant, l'utilisation d'un seul cas d'étude n'a pas permis d'obtenir des statistiques robustes sur l'ensemble de la campagne. D'autre part, le modèle WRF associé à l'utilisation du schéma microphysique de [Thompson et al. \(2008\)](#) a assez bien reproduit la structure générale des CFAD (excepté le phénomène d'évaporation qui était sous-estimé près du sol), mais l'ensemble des réflectivités simulées sont apparues largement inférieures aux observations. La comparaison entre les spectres dimensionnels des cristaux simulés et ceux des particules observées (en particulier pour la gamme des particules entre 0,8 et 4 mm) a montré une « surproduction » d'hydrométéores par le modèle par rapport aux observations. Cette constatation n'étant pas répercutée dans le CFAD du modèle, nous avons attribué le phénomène de sous-estimation générale de la réflectivité du modèle par rapport aux observations à la méthode de calcul de la réflectivité à partir des sorties de WRF.

Enfin, la dernière partie du chapitre 4 a mis en évidence l'importance du choix du schéma microphysique utilisé dans la simulation. Nous avons constaté que le modèle de [Morrison et al. \(2009\)](#) n'était pas bien adapté à notre cas d'étude, malgré une prise en compte plus détaillée de la microphysique. Les résultats issus de cette seconde simulation sont plus éloignés des observations des radars MIT et Xport que ceux de notre simulation de référence. En particulier, l'emploi du schéma de [Morrison et al. \(2009\)](#) a engendré une production de la catégorie graupels trop importante à haute altitude.

En conclusion, on peut dire que grâce à une instrumentation microphysique de dernière génération, la campagne de validation Megha-Tropiques de Niamey a fourni des informations novatrices concernant la microphysique des nuages présentant un fort contenu en glace, jamais étudiés lors de projets précédents. Ce travail de thèse a mis en évidence l'importance des mesures *in-situ* pour caractériser au mieux la phase glacée des nuages tropicaux africains, étape indispensable à la validation des algorithmes de restitution satellites. Nous avons colocalisé et comparé un grand nombre d'observations aéroportées et de télédétection pour mieux comprendre les structures météorologiques des régions stratiformes des MCS. De plus, nous avons vu que le modèle météorologique WRF est capable de restituer les principales caractéristiques d'une ligne de grains africaine. Cependant, la qualité des résultats microphysiques issus de ce modèle n'est pas encore suffisante pour aider à l'amélioration des algorithmes de restitution satellitaire.

❖ Perspectives

Suite à ce travail de thèse, plusieurs perspectives peuvent être dégagées.

Nous avons réalisé une comparaison entre des mesures aéroportées et des observations radars effectuées depuis le sol pour une campagne qui a exploré des MCS africains fortement glacés. Il serait donc intéressant de reproduire ce travail pour des nuages différents, sur une autre région tropicale. La campagne Cindy/DYNAMO (Yoneyama et al., 2013), qui s'est déroulée en 2011 dans les Maldives et qui a également été utilisée dans le cadre de Megha-Tropiques semble être un exemple particulièrement adapté pour effectuer un nouveau test d'une part de notre méthode de colocalisation, et d'autre part de la technique de restitution de l'IWC et de la réflectivité *in-situ*. Cette campagne d'observation est aussi axé sur la météorologie tropicale, mais elle a pour sa part exploré des MCS océaniques (Rowe et Houze, 2014), qui n'ont pas les mêmes caractéristiques que les lignes de grains africaines. Il serait donc intéressant de comparer les résultats de la campagne de Niamey et ceux de Cindy/DYNAMO. L'annexe B de ce manuscrit présente la campagne DYNAMO ainsi que quelques résultats préliminaires.

On peut également envisager d'étendre l'application de la méthode de colocalisation développée lors de ce travail pour valider des restitutions microphysiques lors de campagnes récentes comme HYMEX (Drobninski et al., 2014), qui a pour objet d'étude l'ensemble du bassin méditerranéen, ou HAIC-HIWC (Dezitter et al., 2013) qui s'est déroulée à Darwin (Australie) à l'été 2014.

Concernant la modélisation, on peut envisager d'autres études de cas pour tester les capacités du modèle WRF dans des conditions différentes. Là aussi, d'autres cas tirés de la campagne de

Niamey peuvent être examinés, mais également des systèmes étudiés pendant d'autres campagnes de mesure, comme Cindy/DYNAMO. Outre les schémas de [Thompson et al. \(2008\)](#) et de [Morrison et al. \(2009\)](#), d'autres modèles de microphysiques pourraient être testés, afin de déterminer les avantages et les inconvénients de chacun d'entre eux selon la situation météorologique étudiée et identifier un schéma mieux adapté. Le modèle de [Milbrandt et Yau \(2005\)](#), par exemple, considère une catégorie d'hydrométéores supplémentaire par rapport à celui de Morrison, puisqu'il différencie le graupel de la grêle. La totalité de ces types de particules est pronostiquée par deux moments. On peut donc étudier l'utilisation d'un tel schéma pour améliorer les résultats d'une simulation numérique.

Enfin, l'étude détaillée des spectres microphysiques rencontrés durant la campagne de Niamey peut être confrontée à des simulations réalisées avec un autre type de modèle météorologique. Depuis plusieurs années, le LaMP de Clermont-Ferrand développe notamment un modèle à microphysique détaillée nommé DESCAM-3D, pour DETAILED SCAVENGING MICROPHYSICS MODEL ([Flossmann et al., 1985](#); [Leroy et al., 2009](#); [Flossmann et Wobrock, 2010](#); [Planche et al., 2010](#)). Dans ce modèle, les hydrométéores liquides et glacés ainsi que les aérosols sont traités de façon explicite avec pour chaque espèce le suivi d'une quarantaine de classes de taille. L'utilisation d'un tel type de modèle pour simuler un cas précis tiré de la campagne Megha-Tropiques pourrait améliorer nos connaissances sur les processus microphysiques qui se déroulent au sein des nuages tropicaux africains.

Du point de vue satellitaire, on peut regretter l'arrêt de l'exploitation du radiomètre MADRAS embarqué à bord du satellite Megha-Tropiques, dédié notamment à la microphysique nuageuse et l'étude des précipitations. Cependant, le récent lancement du satellite GPM-Core (partenariat américano-japonais entre la NASA et la JAXA), équipé d'un radar à double fréquence en bande K, peut être envisagé comme un contexte adapté pour continuer l'amélioration des méthodes de restitution des données satellitaires commencée avec le projet Megha-Tropiques.

ANNEXE A : Études scientifiques sur l'atmosphère tropicale avant Megha-Tropiques

L'état de l'art présenté ici n'est en aucun cas exhaustif car le nombre de campagnes de mesures ou de groupes de travail concernant l'atmosphère tropicale est considérable. Il retrace néanmoins chronologiquement depuis les années 1970 les projets majeurs axés sur la ceinture tropicale avant Megha-Tropiques.

❖ *GARP ET SES COMPOSANTES GATE ET MONEX*

La mission scientifique qui marque le début de l'étude moderne de l'atmosphère tropicale est le projet GARP (Global Atmospheric Research Program), et plus particulièrement sa composante GATE (GARP Atlantic Tropical Experiment), en 1974. Cette campagne de mesures est d'envergure internationale, avec environ 70 pays impliqués dans le projet. L'organisation scientifique est complexe et reflète bien l'étendue du champ d'étude de cette expérience. Cinq sous-programmes (consacrés à l'échelle synoptique, à la convection, à la couche limite, au rayonnement et à l'océanographie) s'articulent autour du programme central ([figure A-1](#)).

GATE est conçu pour étudier l'interaction entre les systèmes nuageux convectifs et les échelles synoptiques dans la région de la ZCIT de l'océan atlantique est ([GATE, 1974](#); [Kuettnner et Parker, 1976](#); [Houze et Betts, 1981](#)). Son but est d'améliorer la connaissance de la convection tropicale et de son rôle dans la circulation générale afin d'améliorer sa paramétrisation dans les modèles à grande échelle. Pour cela, un réseau de mesures extrêmement complet est mis en œuvre :

- Des bateaux équipés de radars météorologiques et de ballons-sondes sont déployés au large de l'Afrique de l'Ouest. Les radars permettent d'obtenir des champs de réflectivités de manière régulière (environ toutes les 15 min). Les sondages verticaux fournissent, eux, des informations sur l'environnement des systèmes convectifs. Les bateaux sont aussi équipés de capteurs qui mesurent toutes les grandeurs thermodynamiques classiques (température, pression, vent, etc.).
- Le premier satellite géostationnaire météorologique de la série GOES (Geostationary Operational Environmental Satellite), qui a pour nom SMS-1, fait également partie de

l'instrumentation. Il fournit des informations importantes et régulières concernant l'évolution des systèmes convectifs grâce à des observations dans les domaines du visible et de l'infrarouge, mais concernant uniquement le sommet des nuages. Il ne documente pas la structure interne des systèmes. L'imagerie de GOES (puis de Meteosat lancé 3 ans plus tard) permet de suivre des systèmes convectifs de méso-échelle au cours de leur cycle de vie.

- Des avions de recherche permettent d'obtenir des informations directes au cœur des nuages ou à leur périphérie concernant la microphysique, les flux turbulents, le rayonnement, ou d'autres variables thermodynamiques.

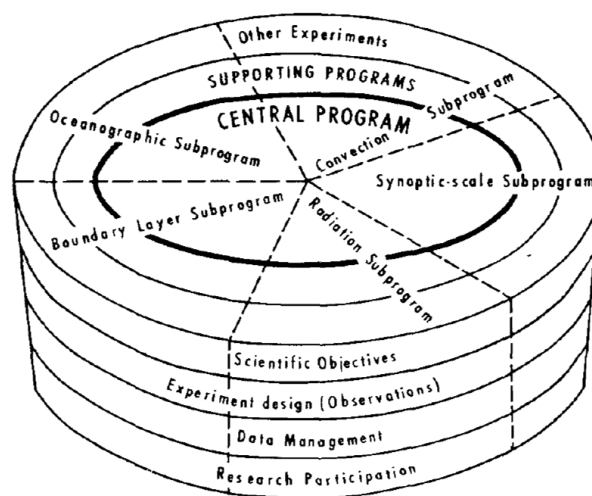


Figure A-1 : Organisation scientifique du programme central de GATE et de ses sous-programmes. D'après Kuettner (1974).

Grâce à l'ensemble de cette instrumentation, le projet GATE permet à la communauté scientifique de mettre en avant la structure interne des MCS à travers de nombreuses études de cas. Les interactions entre les systèmes nuageux et leur environnement se révèlent d'une grande complexité. Les chercheurs peuvent améliorer la prise en compte de ces interactions dans les modèles et tester différents schémas de paramétrisation de couche limite et de convection.

Au sein du projet général GARP, on met en place une année complète consacrée à l'étude de l'atmosphère. L'année 1979 marque cette première expérience globale GARP (First GARP Global Experiment, ou FGGE), au cours de laquelle est organisée la campagne MONEX (MONsoon EXperiment) qui confirme les résultats majeurs de GATE. Cette expérience a pour but d'étudier la contribution des moussons dans le bilan atmosphérique global, dans différentes régions du globe (Murakami, 1979). Les campagnes SMONEX (pour Summer MONEX) (Krishnamurti, 1985;

Gamache, 1990) et WMONEX (pour Winter MONEX) (Houze et al., 1981) se déroulent dans le Sud de la mer de Chine, en mer d'Arabie et dans le golfe du Bengale. Elles ont pour objectif de mettre en évidence les similitudes entre l'organisation à méso-échelle de la convection océanique dans cette région du globe et celle précédemment analysée dans l'océan atlantique durant GATE. Cette collecte de données globales fournit une nouvelle opportunité d'améliorer les prévisions numériques à moyenne échéance. L'importance de la qualité des données, de la zone couverte par ces données et de leur assimilation dans les modèles apparaît comme cruciale pour le perfectionnement des prévisions du temps. Comme pour GATE, l'expérience MONEX fournit une base de données unique pour l'époque : des bateaux sont munis de nombreux instruments pour sonder l'atmosphère, des avions sont équipés de sondes thermodynamiques et microphysiques, et des satellites permettent d'obtenir des informations concernant le rayonnement.

La troisième et dernière composante de l'expérience MONEX, nommée WAMEX (West African Monsoon EXperiment) est consacrée à l'étude de la mousson africaine (Adejokun, 1985; Balogun et Adedokun 1986). Cette campagne a documenté la saison des pluies de l'année 1979 dans le but d'améliorer les prévisions opérationnelles et la compréhension de la dynamique atmosphérique de cette région.

L'expérience GARP, à travers ses différentes composantes (GATE, MONEX, WAMEX) est donc un projet pionnier et déterminant dans la compréhension de l'atmosphère tropicale à travers des moyens d'observation variés et une véritable synergie entre les différents instruments de mesure.

❖ *LA CAMPAGNE COPT81*

En 1981, un partenariat franco-ivoirien voit le jour et organise la campagne d'observations COPT81 (Convection Profonde Tropicale) (Sommeria et Testud, 1984). Cette expérience veut améliorer la connaissance de la dynamique et des phénomènes électriques liés à la convection profonde africaine. Elle montre aussi les capacités des simulations numériques à modéliser ces phénomènes. Se déroulant dans la région du Sud-Sahel, il s'agit de la première campagne exclusivement consacrée à la convection africaine continentale, alors que les projets précédents s'axaient sur la convection océanique. Outre le déploiement d'un réseau complet d'instruments de mesures déjà employés durant d'autres projets (stations météorologiques, radiosondages, images satellites, etc.), COPT81 utilise également deux radars Doppler. Ce système baptisé RONSARD (Recherche sur les Orages et les Nuages par un Système A Deux Radars Doppler) permet notamment d'obtenir des champs de vents à trois dimensions (Roux et al., 1984; Roux, 1985). Les différentes études de cas réalisées à partir de cette campagne de mesures (Chong et al., 1987; Chalon et al., 1988; Roux, 1988; Chong et Hauser 1989; Chong et Hauser, 1990; Roux et Ju, 1990) permettent de mieux comprendre les structures cinématique, thermodynamique et microphysique des systèmes convectifs

méso-échelle africains. Des simulations numériques se basent également sur ce projet. C'est le cas par exemple des travaux de [Lafore et Pircher \(1983\)](#) ou de [Redelsperger et Lafore \(1988\)](#), qui modélisent l'évolution de la partie convective d'une ligne de grains et qui retrouvent bien les caractéristiques principales de ces systèmes.

❖ *LE PROGRAMME TOGA*

Après GARP, un second programme international de très grande ampleur se déroule à partir de 1985 et pendant une décennie. Il s'agit de TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere), initié par le Programme Mondial de Recherche en Climatologie (World Climate Research Programme, WCRP). Ce projet est décrit en détail dans le rapport du [National Research Council \(1996\)](#). La première moitié de ce programme est consacrée à l'étude intensive de l'atmosphère tropicale et de sa modélisation. Puis c'est l'analyse de la structure thermodynamique de l'océan qui est au cœur du projet, notamment grâce à la mise en place d'un réseau nommé TAO (Tropical Atmosphere-Ocean) d'environ 70 bouées équipées de nombreux capteurs dans l'océan Pacifique. On peut noter ici que durant les années suivantes, le même type de réseau de mesures par bouées est déployé dans l'océan Atlantique (PIRATA, Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic) puis dans l'océan Indien (RAMA, Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis). Le programme TOGA met l'accent sur l'importance des différents bassins océaniques dans la mise en place du phénomène ENSO (El Nino - Southern Oscillation) ([Webster et Lukas, 1992](#)). Il note plus particulièrement le rôle essentiel de l'océan Pacifique et de sa « piscine d'eau chaude ».

Pour mieux comprendre ce phénomène, la composante essentielle du programme TOGA est donc organisée à travers la campagne TOGA-COARE (TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment). Une période d'observations intensives se déroule pendant quatre mois à l'hiver 1992-1993 sur l'océan Pacifique équatorial ouest ([Webster et Lukas, 1992](#)). L'expérience COARE fait appel à un effort de recherche international, avec plus de 700 techniciens, ingénieurs et scientifiques d'une vingtaine de nations, ainsi que les équipages de 13 navires (australien, chinois, français, japonais et américains) et de 7 avions (australien, britannique et américains). COARE a pour objectif d'étudier la convection tropicale et les mécanismes de couplage existant entre cette convection et la couche de mélange océanique. En effet, le système climatique est très sensible à ces processus de couplage océan-atmosphère. COARE cherche aussi à comprendre comment les interactions entre la « piscine d'eau chaude » de l'océan Pacifique et l'atmosphère peuvent avoir des conséquences sur d'autres régions du globe. Des modèles numériques couplés océan-atmosphère sont également utilisés afin de développer un système de prévision de la variabilité du système océan-atmosphère sur des échelles de temps assez longues (mois, années). Le projet TOGA-COARE permet donc des avancées significatives sur l'importance de l'interface océan-atmosphère dans la variabilité climatique. Les

caractéristiques de la convection tropicale océanique sont également au cœur du projet (Rickenbach et Rutledge 1998), notamment grâce à de nouvelles observations radars.

Outre la campagne TOGA-COARE, le programme TOGA est le « projet-père » pour de nombreuses autres campagnes. C'est le cas par exemple des expériences EMEX (Equatorial Mesoscale Experiment), AMEX (Australian Monsoon Experiment), qui se déroulent toutes les deux dans la même région de l'océan tropical australien au début de l'année 1987. Ces projets ont respectivement pour but d'explorer les propriétés cinématiques des systèmes convectifs (EMEX) (Webster et Houze, 1991), et de documenter les comportements à plus grande échelle associés au flux et reflux de la mousson australienne (AMEX) (Holland et al., 1986).

Le programme TOGA et toutes les campagnes qui lui sont associées représentent donc, après GATE, l'un des projets phares dans l'étude de l'atmosphère tropicale tout autour du globe et permet des avancées significatives dans sa compréhension.

❖ LE PROJET HAPEX-SAHEL ET LE ROLE DU GEWEX

En 1992, une nouvelle expérience est réalisée en Afrique, à l'initiative de sept nations dont la France. Alors que TOGA-COARE s'intéresse particulièrement à l'interface entre océan et atmosphère, le projet HAPEX-Sahel (Hydrology Atmospheric Pilot Experiment) se consacre pour sa part essentiellement aux interactions existant entre l'atmosphère tropicale et la surface continentale (Le Barbé et Lebel, 1997; Taylor et al., 1997). Le but est d'améliorer la modélisation du climat de cette région par les GCM (Global Circulation Model) et sa dépendance aux conditions de surface (Goutorbe et al., 1994; Goutorbe et al., 1997). Trois super-sites de mesures du Niger sont choisis pour représenter trois types de végétation différents, et ils sont équipés pour réaliser un suivi hydrologique. Les moyens de télédétection embarqués sur des avions et des satellites, ainsi que les instruments de radiosondage ou des stations météo sont eux aussi utilisés (figure A-2). Ce projet permet de mettre en évidence les rétroactions présentes entre le climat et la végétation locale.

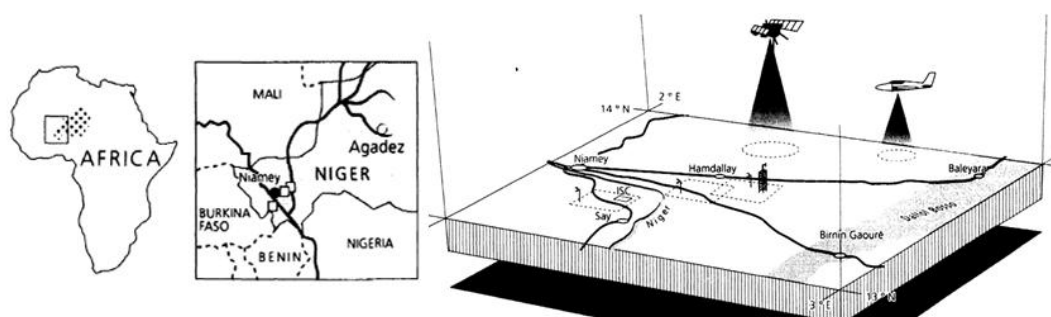


Figure A-2 : Positionnement du secteur d'étude de HAPEX-Sahel et de ses 3 sites instrumentés. D'après Goutorbe et al. (1994).

La mise en œuvre du projet HAPEX-Sahel est un exemple du rôle fondamental joué par une nouvelle structure créée par le WCRP à partir du début des années 90 : le GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment). Cette organisation possède trois axes de recherche majeurs (le rayonnement, la modélisation, et l'hydrométéorologie), chacun d'eux étant également divisé en plusieurs groupes de travail (Figure A-3). On peut par exemple citer le GPCP (Global Precipitation Climatology Project) ou bien le GCSS (GEWEX Cloud System Study) décrits par l'équipe du GEWEX (1993), qui sont à l'origine de nombreuses activités de recherche et avancées scientifiques. Par exemple, le GCSS prend rapidement en compte le potentiel des modèles explicites de nuages (Cloud-System Resolving Models, CSRM) dans un contexte climatique (Moncrieff et al., 1997), et il confronte les différents types de modèles aux observations de terrain collectées durant des campagnes dédiées, dont HAPEX-Sahel (Randall et al., 2003).

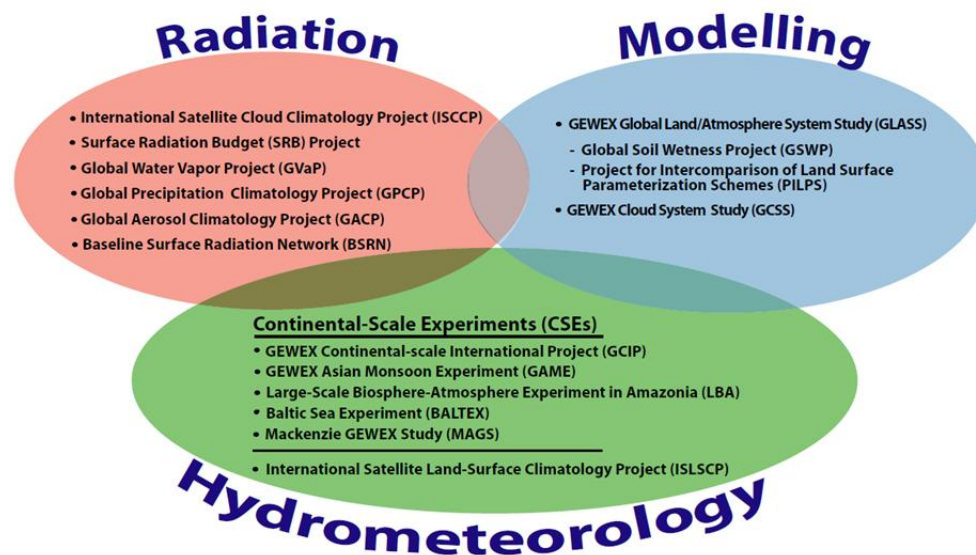


Figure A-3 : Les trois axes de recherche du GEWEX et leurs composantes. D'après le GEWEX.

❖ **LE PROGRAMME ARM**

Outre le GEWEX, un autre programme, piloté par les Etats-Unis voit le jour au début des années 90. Il s'agit du programme ARM (Atmospheric Radiation Measurement), soutenu par le Département de l'Energie américain (Stokes et Schwartz, 1994). Ce projet n'est pas tourné exclusivement vers l'étude de l'atmosphère tropicale mais il y contribue efficacement puisque l'un des premiers sites d'observations mis en place à partir de 1992 se situe dans le Pacifique tropical ouest (Long et al., 2013). Le but de ce programme est d'améliorer la représentation des interactions entre nuages et rayonnement dans les modèles de circulation générale. Les données collectées par les différents sites d'observations permanents sont utilisées dans de très nombreuses études scientifiques à

travers le monde (Ackerman et Stokes, 2003). L'instrumentation ARM est encore utilisée aujourd'hui pour faciliter des campagnes de terrain, notamment grâce à la création d'une station de mesures mobile déployée pour la première fois au Niger en 2006 (Miller et Slingo, 2007). ARM est donc un programme indispensable à la communauté scientifique depuis les années 90 (Mather et Voyles 2013).

❖ *LE SATELLITE TRMM*

La fin des années 90 marque une avancée considérable dans l'observation et la compréhension de la zone tropicale du globe, grâce au lancement d'un nouveau satellite consacré exclusivement à l'étude des précipitations tropicales : TRMM (Tropical Rainfall Measurement Mission) (Simpson et al., 1996). Mis au point dès les années 80 (Simpson et al., 1988), ce satellite est lancé en 1997. Il embarque à son bord pour la première fois un radar pluie (Precipitation Radar, PR) (Schumacher et Houze, 2003), ainsi qu'un imageur micro-onde (TRMM Microwave Imager, TMI), un scanner dans le visible et l'infrarouge (Visible InfraRed Scanner, VIRS), et un détecteur de foudre (Lighting Imaging Sensor, LIS). Le but de cette mission satellitaire est d'améliorer la connaissance des cycles de l'eau et de l'énergie globaux à travers les observations de précipitations, d'hydrométéores à l'intérieur des nuages, et de chaleur latente. Les caractéristiques orbitales du satellite (350 km d'altitude, inclinaison de 35°) lui permettent de sonder l'atmosphère tropicale avec une grande résolution temporelle et spatiale (de 5 à 45 km pour TMI, 5 km pour PR, et 2,5 km pour VIRS). De plus, l'ensemble des instruments qu'il embarque fait de TRMM un progrès majeur de l'observation spatiale. Grâce aux données obtenues par les mesures de TRMM, Nesbitt et Zipser (2003) parviennent par exemple à analyser le cycle diurne de la convection tropicale. Son radar météorologique montre la structure 3D des précipitations dans les nuages, leur étendue verticale et le niveau de la bande brillante. L'ensemble des données TRMM est utilisé dans la plupart des grands programmes scientifiques météorologiques. La mission TRMM est parfois considérée comme le plus important programme d'observations tropical de l'histoire de la météorologie, avec GATE (North 2003).

❖ *LES CAMPAGNES INDOEX, JASMINE, ET BOBMEX*

De nouvelles campagnes de terrain se déroulent en Asie tropicale à la fin des années 90 : INDOEX (Indian Ocean Experiment), JASMINE (Joint Air-Sea Monsoon Interaction Experiment), et BOBMEX (Bay of Bengal Monsoon Experiment). Ces trois programmes se mettent en place durant l'année 1999 et sur la même zone géographique, ce qui fait de cette année une opportunité unique pour l'observation du système océan-atmosphère. INDOEX étudie particulièrement les aérosols de la région tropicale d'Asie du sud (Ramanathan et al., 2001) et cherche à quantifier leurs effets directs et indirects. Le projet JASMINE collecte des données pour améliorer les connaissances à propos des interactions entre atmosphère et océan et la variabilité de la mousson à l'échelle intra-saisonnière

(Webster et al., 2002). JASMINE a aussi pour objectif de documenter les systèmes convectifs à différents stades de la mousson, et de comparer ces statistiques avec l'organisation de systèmes convectifs dans d'autres régimes tropicaux. Cette campagne utilise un ensemble de sondes in situ et d'instruments de télédétection pour observer l'atmosphère et l'océan indien, ainsi que des données satellites (Meteosat entre autres). La variabilité de la mousson indienne est également au cœur de l'expérience BOBMEX (Bhat et Chandrasekhar, 2001; Bhat et al., 2001). Les objectifs scientifiques de l'expérience sont de documenter et comprendre durant différentes phases de la convection la stabilité de l'atmosphère, la structure de la couche limite, les flux de surface océaniques et la structure thermohaline du golfe du Bengale.

❖ **LA NOUVELLE GÉNÉRATION DE SATELLITES : METEOSAT, METOP, ET L'A-TRAIN**

Pour l'observation et la compréhension des phénomènes atmosphériques, les années 2000 marquent une nouvelle avancée, grâce au lancement de nouveaux satellites. Contrairement à la mission TRMM, ceux-ci ne se consacrent pas exclusivement à l'étude des tropiques mais ils représentent toutefois des compléments indispensables aux prévisionnistes et modélisateurs. On peut évoquer trois grands programmes spatiaux consacrés à la météorologie : les satellites Meteosat, MetOp, et l'A-Train.

La première génération de satellites Meteosat, lancée entre 1977 et 1997, et utilisée dans la plupart des programmes de recherches atmosphériques précédemment cités, laisse sa place à la seconde génération baptisée MSG (Meteosat Second Generation) à partir de 2002 (Schmetz et al., 2002). Ces satellites, sous la responsabilité de l'organisation européenne EUMETSAT (European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites) et de l'ESA (European Space Agency), sont placés en orbite géostationnaire à 36 000 km d'altitude. Ils assurent le service opérationnel d'imagerie sur l'Europe et l'Afrique avec une image du disque terrestre complet toutes les 15 minutes, complétée par des observations plus fréquentes (toutes les 5 minutes) permettant de repérer des phénomènes météorologiques locaux dangereux tels que des orages violents. Pour cela, les satellites MSG emportent à leur bord deux instruments : le radiomètre imageur SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) qui observe la Terre dans 12 canaux du spectre visible, proche infrarouge et infrarouge thermique, ainsi que l'instrument GERB (Geostationary Earth Radiation Budget) qui mesure le rayonnement solaire réfléchi et le rayonnement thermique émis par la Terre dans des canaux à large bande spectrale. Les missions de Meteosat sont donc d'alimenter la prévision immédiate et à courte échéance, ainsi que les modèles globaux. La troisième génération des satellites Meteosat doit être lancée à partir de 2018.

En parallèle de ces satellites géostationnaires, EUMETSAT développe aussi des satellites à orbite polaire plus basse (817 km) pour surveiller l'ensemble de la planète : les satellites Metop (Klaes et al.,

2007). Ces plateformes fournissent des observations bien plus détaillées que Meteosat. Metop-A, premier satellite du Système Polaire d'EUMETSAT (EPS) est lancé en 2006, Meteo-B en 2012 et le lancement de Metop-C est prévu pour 2017. Parmi les huit instruments embarqués à bord de Metop, on peut distinguer l'Interféromètre de Sondage Atmosphérique dans l'Infrarouge, IASI (Hilton et al., 2012), qui fournit des sondages améliorés de la température, de l'humidité, des caractéristiques nuageuses et des gaz traces. La précision de ces mesures renforce la qualité des observations injectées dans les modèles météorologiques.

Outre les différents satellites EUMETSAT, la France est également impliquée dans un autre projet spatial de grande envergure : l'A-Train (pour Afternoon Train). Cette constellation de satellites volant à quelques minutes d'intervalle fournit des informations sur les nuages, gaz, molécules et aérosols atmosphériques (figure A-4). Les satellites de l'A-Train ont une orbite héliosynchrone à environ 700 km d'altitude. Le premier satellite de la constellation à être lancé en 2002 est la plateforme Aqua. Sa mission concerne principalement le cycle de l'eau, sous toutes ses formes, notamment grâce à son capteur infrarouge à haute résolution spectrale AIRS (Atmospheric InfraRed Sounder) ou à son imageur MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer). Le micro-satellite PARASOL (Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar) documente les propriétés radiatives et microphysiques des nuages et des aérosols. Il est mis en orbite en 2004 mais « quitte » l'A-Train en 2009. Son instrument principal est le radiomètre POLDER (POLarization and Directionality of the Earth's Reflectance) (Deschamps et al., 1994), qui mesure les caractéristiques directionnelles et la polarisation de la lumière réfléchiée par les surfaces terrestres et l'atmosphère. Aura est également lancé en 2004 et a pour mission d'étudier la qualité de l'air, l'ozone stratosphérique et l'évolution du climat grâce à quatre instruments dédiés à l'étude de la chimie atmosphérique. Enfin, CloudSat et CALIPSO (Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations) sont lancés tous les deux en 2006 et sont consacrés à l'étude des nuages (Stephens et al., 2002). CloudSat utilise un radar millimétrique pour mesurer la hauteur et les caractéristiques des nuages sous forme de profils verticaux dans le but d'évaluer quantitativement la représentation des nuages et des processus nuageux dans les GCM. CALIPSO, quant à lui, embarque le lidar CALIOP (Cloud-Aerosol LIDar with Orthogonal Polarization) qui détermine la composition des différentes couches de l'atmosphère. Les données combinées de CloudSat et CALIPSO permettent notamment d'observer des systèmes convectifs dans les régions tropicales (Yuan et Houze, 2013). Depuis 2012, le satellite japonais GCOM-W1 (Global Change Observation Mission 1 – Water) a rejoint la constellation de l'A-Train. Son radiomètre embarqué AMSR2 (Advanced Microwave Scanning Radiometer 2) permet entre autres d'étudier les phénomènes tropicaux El-Niño et La Niña.

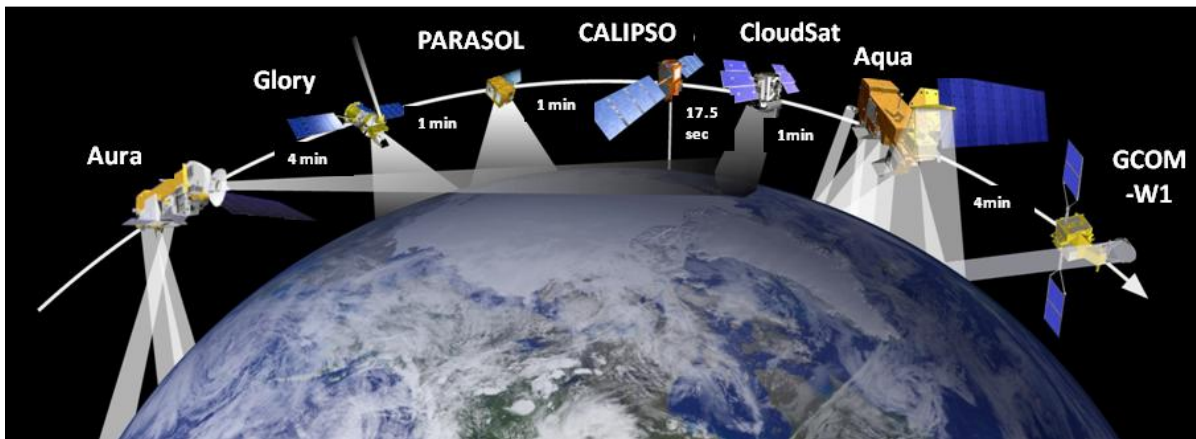


Figure A-4 : La constellation de l'A-TRAIN et les écarts temporels entre le passage de chaque satellite au-dessus de l'équateur. Le satellite Glory a été perdu lors de son lancement en 2011.

Grâce au lancement des satellites Meteosat, Metop, et de l'A-Train, la première décennie des années 2000 marque donc l'essor de l'étude de l'atmosphère depuis l'espace, avec des instruments complémentaires et de plus en plus perfectionnés, qui permettent d'améliorer les modèles météorologiques et les prévisions à court, moyen, et long terme.

❖ *L'INTERDISCIPLINARITE DE AMMA*

Une décennie après le dernier projet de grande ampleur portant sur l'Afrique tropicale HAPEX-Sahel, une nouvelle collaboration internationale se met en place, à l'initiative de la France, à partir de 2001, pour étudier la mousson africaine. C'est le projet AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) (Redelsperger et al., 2006). Cette expérience se déroule entre 2001 et 2010, avec des phases d'observations plus ou moins intenses, ce qui fait de ce programme une occasion inédite d'observer la MAO, sa variabilité et ses conséquences. L'approche interdisciplinaire de ce programme est innovante. Tous les aspects de physique atmosphérique sont intégrés au projet (cycle de l'eau, processus de surface, aérosols et chimie atmosphérique, océanographie, dynamique de la convection), mais également les dimensions humaines et socio-économiques à travers les problématiques liées aux ressources en eau, à la productivité ou à la santé (figure A-5).

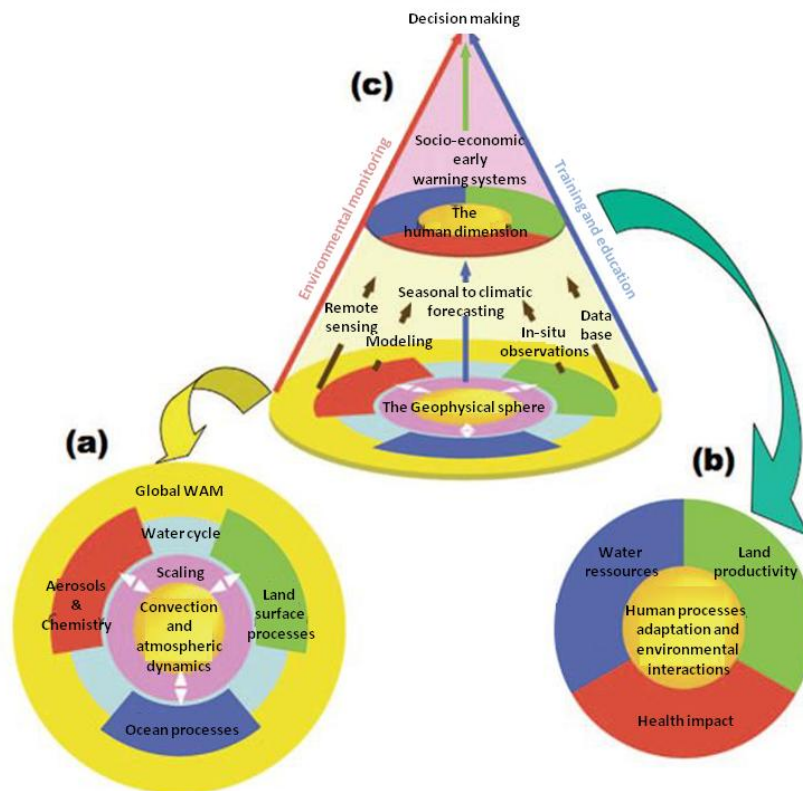


Figure A-5 : Mise en œuvre du programme AMMA : a) les domaines scientifiques étudiés, b) les aspects humains, c) les interactions entre les deux. D'après Redelsperger et al.(2006).

La MAO est étudiée à toutes les échelles (globale, régionale, méso-échelle, et locale), grâce à des observations *in-situ* au sol ou aéroportées, des outils de modélisation et de télédétection déployés principalement sur trois sites au Bénin, au Niger et au Mali (Lebel et al., 2010).

L'ensemble de cette instrumentation permet à la communauté scientifique d'analyser de nouvelles études de cas (Barthe et al., 2010; Chong, 2010; Penide et al., 2010) et d'améliorer ses connaissances sur les systèmes convectifs africains (Rickenbach et al., 2009; Bouniol et al., 2010; Evaristo et al., 2010; Russell et al., 2010; Adler et al., 2011b; Adler et al., 2011a; Fierli et al., 2011; Frey et al., 2011; Lafore et al., 2011). AMMA constitue aujourd'hui le programme de référence sur le climat et la météorologie en Afrique de l'Ouest, et devrait permettre à l'avenir d'améliorer encore les connaissances sur la MAO grâce à la deuxième phase du projet qui est en cours depuis 2011 et s'achèvera en 2020.

❖ **L'ANNEE DE LA CONVECTION TROPICALE**

Afin de progresser dans la connaissance de la convection tropicale, le WMO (World Meteorological Organization) et le WCRP (World Climate Research Programme) organisent une

année complète d'observations, de modélisations et de prévisions coordonnées sous l'appellation : « année de la convection tropicale » (Year of Tropical Convection, YOTC) (Moncrieff et al., 2012; Waliser et al., 2012). Il s'agit en réalité d'une campagne globale virtuelle, qui met en commun toutes les données acquises grâce à l'instrumentation déployée depuis plusieurs décennies. Les nombreux satellites météorologiques, les réseaux de bouées présents dans chacun des océans de la planète, les sites permanents instrumentés dans les régions tropicales, ainsi que les simulations numériques opérationnelles permettent d'élaborer de nouvelles bases de données sur la période allant de Mai 2008 à Avril 2010. La YOTC cherche à mettre en évidence les caractéristiques régionales et globales de la convection tropicale sur les océans et sur les continents, les rôles relatifs des phénomènes qui influencent le développement, l'organisation et le maintien de la convection, ainsi que les processus permettant l'interaction entre la convection tropicale et la circulation extra-tropicale. L'accent est mis sur le rôle de la MJO (Madden-Julian Oscillation), des ondes d'Est, des cyclones tropicaux, du cycle diurne de la convection, et des phénomènes de mousson. Le but de ce projet est d'améliorer les GCM qui ne représentent pas assez précisément la convection tropicale et son organisation multi-échelles.

❖ **LES PROJETS JUMELES CINDY2011/DYNAMO**

L'une des campagnes de terrain les plus récentes dans la région tropicale est le programme CINDY2011/DYNAMO, qui se déroule à l'hiver 2011/2012 dans les Maldives, sur l'océan Indien (Yoneyama et al., 2013). Le but de la mission CINDY2011 (Cooperative INdian Ocean experiment on intraseasonal variability in the Year 2011) est de collecter des mesures *in-situ* à la fois océaniques et atmosphériques pour étudier la variabilité intrasaisonnière liée à la MJO. Ce projet est couplé avec la campagne américaine DYNAMO (Dynamics of the MJO), qui regroupe des observations *in-situ* par bateaux, bouées, avions, sites instrumentés, et des modèles numériques. La combinaison des données *in-situ*, d'observations satellitaires et de modélisations numériques contribue à identifier les processus clés dans l'initiation de la MJO et les interactions existant entre les systèmes convectifs et leur environnement durant cette phase. (Fu et al., 2013; Zuluaga et Houze, 2013; Judt et Chen, 2014; Rowe et Houze, 2014).

❖ **LE PROGRAMME EUROPEEN FENNEC**

Enfin, parmi les derniers programmes d'observations atmosphériques réalisés à ce jour, on peut citer le projet Fennec, en 2011 et 2012. Il s'agit d'une collaboration entre la France, l'Allemagne et l'Angleterre, visant à documenter la région de la dépression saharienne, qui joue un rôle fondamental dans la mousson africaine et qui est l'une des régions qui fournit les plus grandes quantités d'aérosols atmosphériques. Grâce à des sondes aéroportées (Ryder et al., 2013), des instruments basés au sol (Marsham et al., 2013; Todd et al., 2013), mais aussi des modèles numériques

et des observations par satellite (Banks et Brindley, 2013), le projet Fennec a pour objectif de fournir un nouveau jeu de données complet concernant cette région sous-documentée jusqu'à présent. Ainsi, pour la première fois, on peut évaluer les modèles météorologiques sur cette région. Une caractérisation précise de la thermodynamique, de la dynamique et de la structure de la troposphère dans le désert du Sahara est également un objectif de Fennec.

ANNEXE B : Campagne Megha-Tropiques 2011 aux Maldives

Le travail présenté dans ce manuscrit porte sur l'étude de MCS formés sur le continent africain durant la MAO et observés durant la campagne de validation au sol du projet Megha-Tropiques à l'été 2010. Néanmoins, d'autres campagnes de terrain ont été exploitées dans le cadre de ce programme. Dans cette annexe, nous présentons la campagne Megha-Tropiques réalisée entre le 15 novembre et le 15 décembre à Gan, dans les Maldives, ainsi que des résultats préliminaires tirée de cette dernière.

L'instrumentation à bord du Falcon 20 reprend les mêmes éléments que la campagne de Niamey : les sondes FSSP, 2D-S, CIP et PIP sont présentes, ainsi que le radar RASTA (avec une configuration à 6 antennes et non plus 5 comme pour la campagne de Niamey). Des instruments supplémentaires sont ajoutés, tels que la sonde Nevzorov (Korolev et al., 1998). Le Falcon 20 réalise là aussi 11 vols, résumés dans le [tableau B-1](#).

N° vol	Date	Heures UTC	N° vol	Date	Heures UTC
42	22/11/2011	12 : 05 – 14 : 32	50	08/12/2011	05 : 48 – 09 : 00
43	23/11/2011	08 : 15 – 11 : 25	51	08/12/2011	13 : 05 – 16 : 00
45	27/11/2011	05 : 33 – 08 : 51	52	12/12/2011	11 : 45 – 13 : 50
46	27/11/2011	15 : 19 – 18 : 23	53	13/12/2011	09 : 05 – 11 : 15
48	03/12/2011	07 : 17 – 10 : 36	54	14/12/2011	07 : 30 – 11 : 25
49	06/12/2011	13 : 19 – 15 : 39			

Tableau B-1 : Récapitulatif des vols de la campagne de Gan en 2011. Les vols non indiqués (n°44 et 47) sont des vols techniques ou de calibration.

Des radars au sol sont déployés grâce à la campagne américano-japonaise DYNAMO qui se déroule simultanément, et ils ont pour noms S-Pol et SMART-R. Le radar SMART-R (pour Shared Mobile Atmospheric Research and Teaching Radar) de l'Université A&M du Texas et le radar polarimétrique S-Pol du NCAR (Keeler et al., 2000) sont tous les deux basés sur l'atoll Addu situé au sud des Maldives. Ils sont distants de 2,5 km ([figure B-1](#)).

Les principales caractéristiques techniques de ces deux radars sont indiquées dans le [tableau B-2](#). Le radar SMART-R est un radar en bande C, de longueur d'onde 5,3 cm. Il a une résolution radiale de 100 m. La longueur d'onde du radar S-Pol est plus grande, égale à 10,7 cm, tandis que sa résolution radiale est de 150 m. Les deux radars ont des portées maximales équivalentes, autour de 150 km.

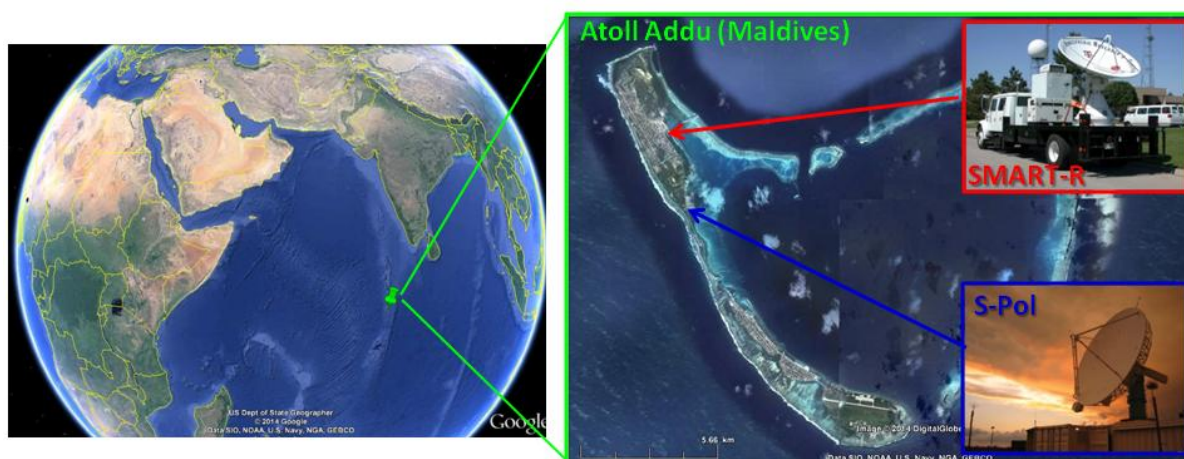


Figure B-1 : Positions des radars SMART-R et S-Pol sur l'atoll Addu des Maldives. Adapté de Yoneyama et al. (2013).

Le radar SMART-R effectue des cycles de 10 min. Pendant les 7,5 premières minutes, il réalise un scan volumique composé de 25 PPI. Puis il effectue une mesure RHI, avant de commencer un nouveau cycle. Le radar S-Pol présente un protocole davantage axé sur la mesure RHI plutôt que sur une mesure volumique. Pendant chaque cycle de 15 minutes, il réalise d'abord un RHI rapide (1 min), puis un scan volumique composé de 8 PPI de basse élévation durant 5 minutes, puis de nouveaux RHI pendant 9 minutes. La couverture temporelle des données volumiques du radar S-Pol est donc largement moins étendue que celle du radar SMART-R.

Nom	Fréquence	Portée maximale	Résolution radiale	Largeur du faisceau	Protocole de mesure PPI
SMART-R	5,63 GHz	150 km	100 m	1,5°	25 PPI jusqu'à 33° en 7,5 min
S-Pol	2,80 GHz	147 km	150 m	0,92°	8 PPI jusqu'à 11° en 5 min

Tableau B-2 : Caractéristiques des radars sol présents à Gan.

Le radar SMART-R est un radar Doppler mobile. Il est donc installé sur un camion, dont la cabine provoque un effet de masque sur les données, comme le montre l'exemple de la figure B-2. Il s'agit d'une coupe horizontale (à une altitude constante de 2 km) du champ de réflectivité reconstituée à partir des données des scans volumiques PPI. Ce type d'image radar s'appelle un CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator). On peut voir qu'une portion de l'image est totalement occultée par un masque.

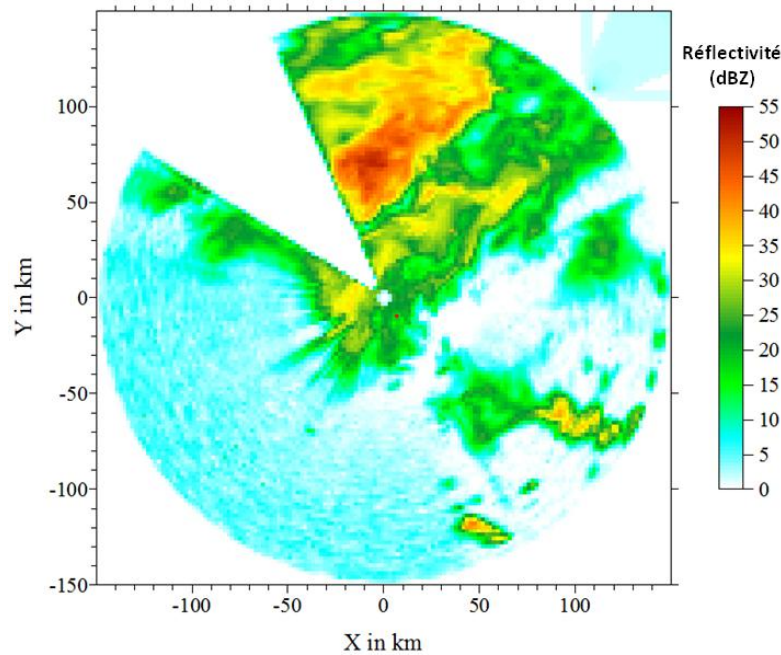


Figure B-2 : Illustration de l'effet de masque de la cabine du camion sur lequel est installé le radar SMART-R.

En utilisant la même méthodologie que pour la campagne de Niamey, nous avons réalisé une comparaison entre les réflectivités mesurées par le radar SMART-R, S-Pol, et la réflectivité restituée grâce aux observations aéroportées *in-situ*.

Pour cela, nous nous sommes intéressés à deux vols de la campagne des Maldives : le vol 45 et le vol 46. En effet, ces deux vols sont ceux qui ont présenté le plus d'intérêt du point de vue microphysique, avec le fonctionnement de l'ensemble des sondes aéroportées. La trajectoire de ces deux vols par rapport à la position des radars au sol est indiquée à travers la [figure B-3](#). On peut déjà remarquer que le vol 46 s'est effectué en grande partie au-delà de la portée maximale des radars, ce qui limite considérablement notre étude.

Comme pour la campagne de Niamey, nous avons tout d'abord comparé les distributions des réflectivités mesurées par les deux radars sol, afin de nous assurer d'une bonne harmonisation des jeux de données. La [figure B-4](#) représente ces distributions pour les deux vols considérés (pour la durée totale de chaque vol, et pour une altitude inférieure à 12 km). On voit que les densités de probabilités des radars S-Pol et SMART-R sont similaires, et plus particulièrement pour le vol 45. Par conséquent, nous n'avons pas réalisé de correction sur ces deux jeux de données.

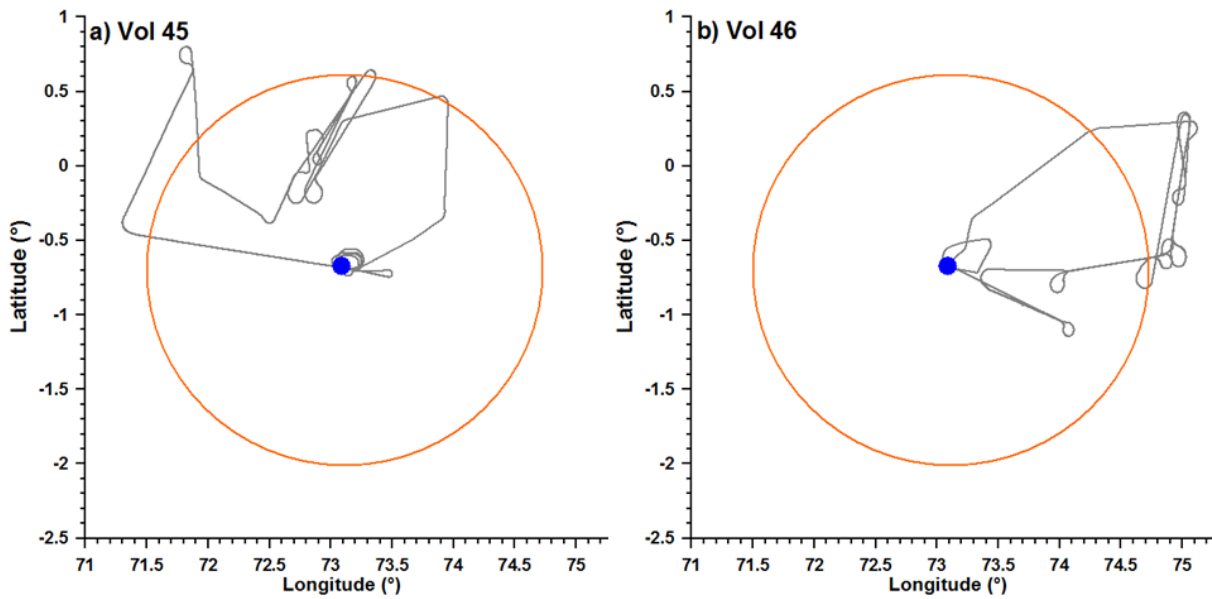


Figure B-3 : Trajectoires de l'avion pendant les vols 45 (à gauche) et 46 (à droite) de la campagne des Maldives. Le point bleu symbolise les radars au sol SMART-R et S-Pol. Le cercle orange représente la portée du radar SMART-R (équivalente à celle du S-Pol).

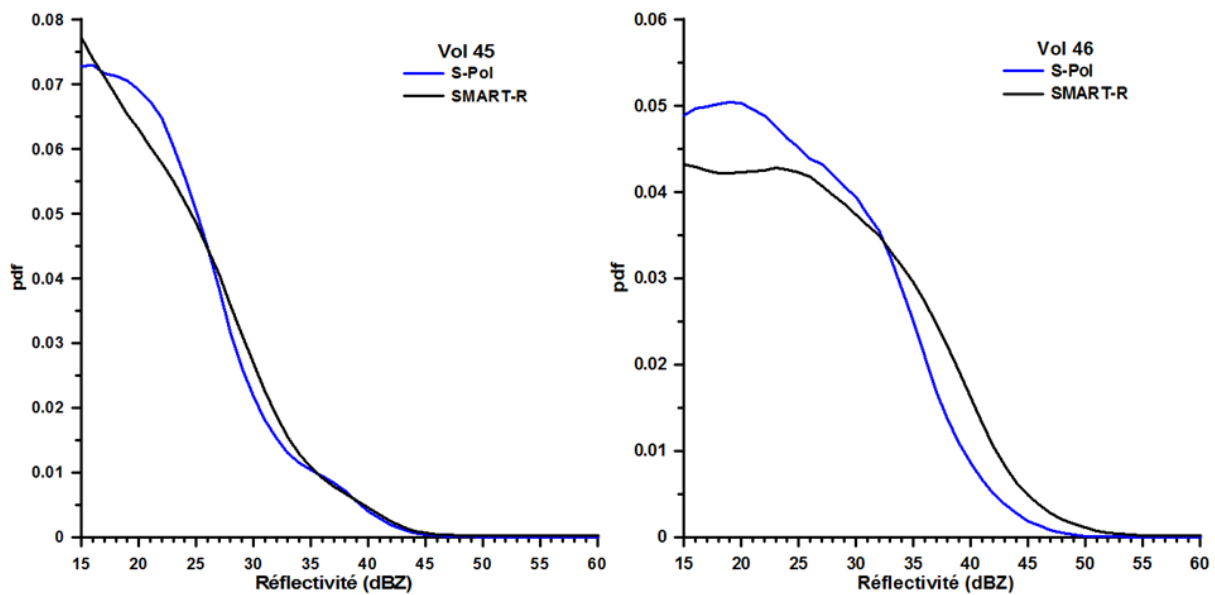


Figure B-4 : Distributions des réflectivités pour le radar S-Pol (en bleu) et le radar SMART-R (en noir) durant 2 vols de la campagne Megha-Tropiques 2011.

Les figures B-5 a et B-5 b représentent les résultats obtenus d'une part suite à la colocalisation des mesures effectuées depuis le sol sur la trajectoire de l'avion et d'autre part grâce au traitement des données issues des sondes microphysiques et du radar RASTA embarqués afin de restituer une réflectivité *in-situ*.

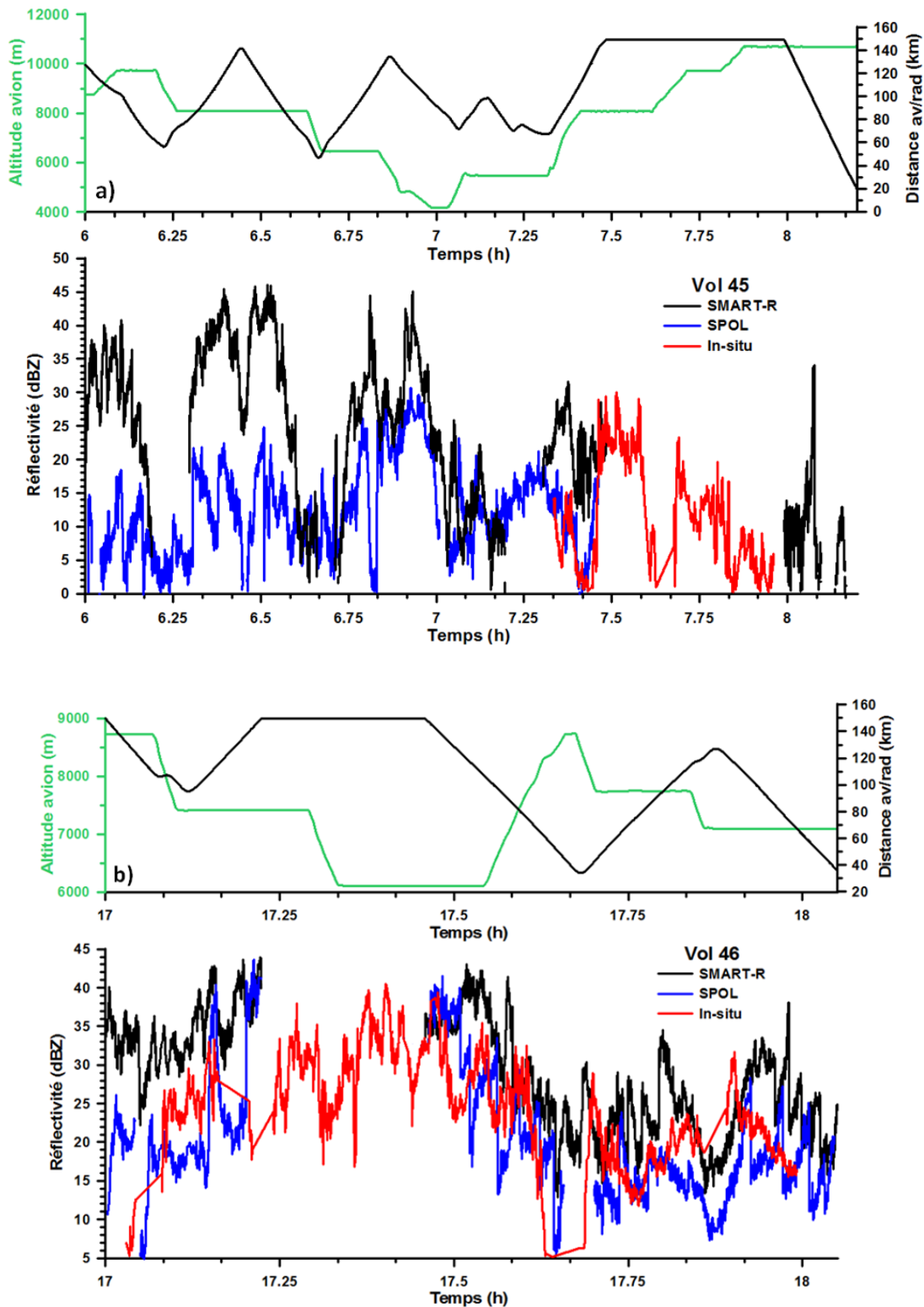


Figure B-5 : Évolution temporelle de la réflectivité mesurée par le radar SMART-R (resp. S-Pol) localisée sur la trajectoire de l'avion (resp. en noir et en bleu), et de la réflectivité restituée à partir des mesures aéroportées (en rouge) pour le vol 45 (a), et le vol 46 (b) de la campagne Megha-Tropiques 2011 aux Maldives. Les courbes noires et vertes de la partie supérieure des figures indiquent la distance entre l'avion et les radars, et l'altitude de l'avion.

De façon générale, on constate que les courbes noires (SMART-R), bleues (S-Pol) et rouges (*in-situ*) présentent peu de similitudes, pour les deux vols.

Le vol 45 indique des écarts très importants entre les signaux des deux radars sol, en particulier durant la première partie du vol, entre 6h00 et 6h35. La réflectivité du S-Pol est largement inférieure à celle du SMART-R. Par la suite, les deux courbes sont davantage semblables, excepté autour de 6h50, où le S-Pol connaît une brusque diminution alors que la réflectivité du radar SMART-R augmente. Pour la comparaison des réflectivités colocalisées avec la restitution *in-situ*, le vol 45 semble peu adapté. En effet, la méthodologie de restitution a fonctionné principalement durant la période où l'avion a volé au-delà de la portée des deux radars sol, entre 7h30 et 8h00. Un court intervalle de temps, de 7h20 à 7h30 permet de constater que la réflectivité *in-situ* est proche de celle du radar S-Pol.

Concernant le vol 46, la [figure B-5 b](#) ne présente pas la durée totale du vol mais seulement la dernière heure, car comme nous l'avons vu avec la [figure B-3 b](#), l'avion a majoritairement volé en dehors de la portée des radars. Comme pour le vol 45, on constate des différences marquées entre les réflectivités des radars SMART-R et S-Pol, en particulier entre 17h00 et 17h15. Le signal du S-Pol présente des sauts importants (à 17h09 par exemple), qui permettent aux deux courbes de se rejoindre, mais il diminue de nouveau immédiatement après. Entre 17h30 et 18h00, les réflectivités des deux radars présentent des évolutions semblables, mais le SMART-R est toujours supérieur au S-Pol. Pour ce vol, les signaux colocalisés et le calcul *in-situ* sont très différents. Sur l'ensemble de la période représentée sur la [figure B-5 b](#), la réflectivité *in-situ* suit une évolution discordante de celle des radars SMART-R et S-Pol, même si elle reste dans des gammes de valeurs semblables.

Les fortes différences existant entre les trois courbes, pour les vols 45 et 46 peuvent avoir plusieurs explications :

- les données radars sol ne permettent pas d'effectuer une colocalisation suffisamment précise. En effet, le masque présent sur les mesures SMART-R, et le protocole volumique particulier du S-Pol ne sont sans doute pas adaptés pour réaliser le même travail de colocalisation que pour la campagne de Niamey.
- la restitution de la réflectivité *in-situ* et les hypothèses qu'elle utilise peuvent être mal adaptées au cas des systèmes convectifs océaniques rencontrés durant cette campagne. De plus, de récentes corrections de la calibration du radar RASTA ayant un rôle important dans la restitution de la réflectivité *in-situ* grâce à la méthode de [Fontaine et al. \(2014\)](#) n'ont pas été prises en considération dans ces travaux préliminaires.

ANNEXE C : Schémas de paramétrisation utilisés dans WRF

Nous présentons dans cette annexe les différentes catégories de paramétrisations disponibles dans le modèle WRF (excepté la microphysique) et, dans chacune d'entre elles, le schéma que nous avons choisi pour les simulations effectuées dans ce travail de thèse.

❖ *COUCHE DE SURFACE* :

Il s'agit de la paramétrisation de la couche atmosphérique la plus proche du sol (qui représente environ un dixième de la couche limite), sujette au cisaillement et à la turbulence. Ce schéma détermine les vitesses de frottement et les coefficients d'échange entre le sol et l'atmosphère. Ces grandeurs sont par la suite utilisées par le schéma de surface continentale pour calculer les flux de chaleur et d'humidité, et par le schéma de couche limite pour calculer les contraintes de surface. Le schéma appelé « similarity MM5 » utilise d'une part les fonctions de stabilité issues de [Paulson \(1970\)](#), [Dyer et Hicks \(1970\)](#), et [Webb \(1970\)](#) pour calculer les coefficients d'échange concernant la chaleur et l'humidité, et d'autre part les travaux de [Zhang et Anthes \(1982\)](#) pour établir quatre régimes de stabilité basés sur les équations de [Paulson \(1970\)](#). Une amélioration des flux de chaleur et d'humidité est également réalisée grâce à l'étude de [Beljaars \(1995\)](#).

❖ *SURFACE CONTINENTALE* :

Cette catégorie de paramétrisation met en commun, d'une part, ses informations internes concernant les propriétés du sol et de son occupation, et d'autre part, les informations fournies grâce aux schémas de rayonnement, à ceux de couche de surface et de microphysique pour fournir les flux de chaleur et d'humidité au-dessus de la surface continentale. Ces flux constituent par la suite les conditions à la limite inférieure pour le transport vertical qui a lieu dans la couche limite. Il n'y a pas d'interaction horizontale entre des points de grilles voisins, c'est pourquoi le modèle de surface terrestre peut être considéré comme un modèle colonne à une dimension. Dans le modèle de Noah, la température et l'humidité du sol sont calculées dans quatre couches superposées de 10, 30, 60 et 100 cm d'épaisseur (donc jusqu'à une profondeur totale de 2 m). Les phénomènes d'évapotranspiration, de drainage, de ruissellement sont pris en compte selon la végétation et la nature du sol.

❖ *COUCHE LIMITE PLANETAIRE* :

Cette couche atmosphérique est le siège de flux verticaux sous-maille liés à des phénomènes de turbulence. En utilisant les flux de surface fournis par les schémas de surface, le

modèle détermine les profils verticaux dans la couche de mélange et la couche stable pour connaître les tendances de température et d'humidité sur toute la colonne atmosphérique. Comme le schéma de surface terrestre, ce modèle de couche limite est à une dimension. Dans le schéma YSU, la couche d'entraînement au sommet de la couche limite, est traitée explicitement. Ce traitement ainsi que la détermination du sommet de la couche limite dépendent du profil de flottabilité. Le schéma YSU utilise également un terme de contre-gradient pour représenter les flux dus au mélange non local.

❖ **RAYONNEMENT SOLAIRE (LONGUES LONGUEURS D'ONDE) :**

Le rayonnement de grandes longueurs d'onde inclut les rayonnements infrarouge et thermique, absorbés ou émis par les gaz, les aérosols, les hydrométéores ou la surface. L'émissivité de surface (liée au type de sol et à la température de surface) détermine le flux radiatif ascendant depuis le sol. Le schéma RRTM est un schéma à 16 bandes spectrales qui utilise des tables pour représenter précisément les processus liés à la vapeur d'eau, l'ozone, le dioxyde de carbone et les gaz traces.

❖ **RAYONNEMENT TELLURIQUE (COURTES LONGUEURS D'ONDE) :**

Le rayonnement de courtes longueurs d'onde est représenté par le spectre visible et les radiations du spectre solaire. Les phénomènes d'absorption, de réflexion et de diffusion par l'atmosphère mais aussi par les surfaces sont pris en compte dans cette paramétrisation. Le flux ascendant de courtes longueurs d'onde est dû à la réflexion engendrée par l'albédo de surface. Le schéma de Goddard est un schéma à deux flux considérant 11 bandes spectrales. Il prend également en considération les effets des nuages et de l'ozone grâce à des profils issus de la climatologie.

❖ **CUMULUS :**

Ces schémas de paramétrisation sont utilisés pour modéliser les effets sous-mailles de la convection et des nuages. Ils représentent les flux verticaux dus aux courants ascendants et descendants non résolus, et prédisent également des tendances pour les champs de précipitations. Cependant, la paramétrisation de la convection n'est utile que pour des domaines à résolution large, en général supérieure à 10 km. Dans notre étude, puisque nous avons utilisé trois domaines de résolutions plus fines, cette paramétrisation n'a pas été activée, la convection étant résolue de manière explicite.

La dernière catégorie de paramétrisation concerne la microphysique. Comme déjà indiqué dans la section 4.1.2.2 de ce manuscrit, nous avons choisi d'utiliser en priorité le schéma de Thompson. Puis dans une seconde simulation, nous avons employé le schéma de Morrison a été employé.

ANNEXE D : Table des acronymes

- A**
- AEW** : African East Wave
 - AIRS** : Atmospheric InfraRed Sounder
 - AMEX** : Australian Monsoon Experiment
 - AMMA** : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine
 - AMSR2** : Advanced Microwave Scanning Radiometer 2
 - ARM** : Atmospheric Radiation Measurement
 - ARW** : Advanced Research WRF
 - A-Train** : Afternoon Train
- B**
- BOBMEX** : Bay of Bengal Monsoon Experiment
 - BRAIN** : Bayesian Rain Algorithm Including Neural network
- C**
- CALIOP** : Cloud-Aerosol LIidar with Orthogonal Polarization
 - CALIPSO** : Cloud Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations
 - CAPE** : Convective Available Potential Energy
 - CFAD** : Contoured Frequency by Altitude Diagram
 - CINDY2011** : Cooperative Indian Ocean experiment on intraseasonal variability in the Year 2011
 - CIP** : Cloud Imager Probe
 - CNES** : Centre National d'Etudes Spatiales
 - COPT81** : Convection Profonde Tropicale 81
 - CSRM** : Cloud-System Resolving Model
 - CVI** : Cloud Virtual Impactor
- D**
- DYNAMO** : Dynamics of the MJO
- E**
- ECMWF** : European Center for Medium-Range Weather Forecasts
 - EMEX** : Equatorial Mesoscale Experiment
 - ENSO** : El Niño – Southern Oscillation

EPS : EUMETSAT Polar System

ESA : European Space Agency

EUMETSAT : European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites

F **FGGE** : First GARP Global Experiment

FIT : Front Inter Tropical

FSSP : Forward Scattering Spectrometer Probe

G **GARP** : Global Atmospheric Research Program

GATE : GARP Atlantic Tropical Experiment

GCM : Global Circulation Model

GCOM-W1 : Global Change Observation Mission 1 – Water

GCSS : GEWEX Cloud System Study

GERB : Geostationary Earth Radiation Budget

GEWEX : Global Energy and Water Cycle Experiment

GOES : Geostationary Operational Environmental Satellite

GPCP : Global Precipitation Climatology Project

GPM : Global Precipitation Mission

H **HAIC-HIWC** : High Altitude and Ice Crystals – High Ice Water Content

HAPEX : Hydrology Atmospheric Pilot Experiment

HYMEX : Hydrological cycle in the Mediterranean eXperiment

I **IASI** : Interféromètre de Sondage Atmosphérique dans l’Infrarouge

INDOEX : Indian Ocean Experiment

IRD : Institut de Recherche pour le Développement

ISRO : Indian Space Research Organization

IWC : Ice Water Content

J **JASMINE** : Joint Air-Sea Monsoon Interaction Experiment

JAXA : Japan Aerospace Exploration Agency

JEA : Jet d’Est Africain

JET : Jet d’Est Tropical

JOST : Jet d’Ouest Sub-Tropical

-
- L**
- LaMP** : Laboratoire de Météorologie Physique
 - LIS** : Lighting Imaging Sensor
 - LTHE** : Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement/
 - LWC** : Liquid Water Content
- M**
- MAO** : Mousson d'Afrique de l'Ouest
 - MAP** : Mesoscale Alpine Program
 - MCC** : Mesoscale Convective Complex
 - MCS** : Mesoscale Convective System
 - MIT** : Massachusetts Institute of Technology
 - MJO** : Madden-Julian Oscillation
 - MODIS** : Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer
 - MONEX** : Monsoon Experiment
 - MSG** : Meteosat Second Generation
- N**
- NASA** : National Aeronautics and Space Administration
 - NCAR** : National Center for Atmospheric Research
 - NOAA** : National Oceanic and Atmospheric Administration
- O**
- OAP** : Optical Array Probe
- P**
- PARASOL** : Polarization and Anisotropy of Reflectances for Atmospheric Sciences coupled with Observations from a Lidar
 - PIP** : Precipitation Imaging Probe
 - PIRATA** : Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic
 - POLDER** : Polarization and Directionality of the Earth's Reflectance
 - PPI** : Plan Position Indicator
 - PR** : Precipitation Radar
 - PSD** : Particle Size Distribution
- R**
- RAMA** : Research Moored Array for African-Asian-Australian Monsoon Analysis
 - RASTA** : Radar Aéroporté et Sol de Télédétection des propriétés nuAgeuses
 - RHI** : Range Height Indicator
 - RIJ** : Rear Inflow Jet

RONCARD : Recherche sur les Orages et les Nuages par un Système A Deux Radars Doppler

S **SAPHIRE** : Service des Avions Français Instrumenté pour la Recherche en Environnement

SEVIRI : Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager

SHL : Saharan Heat Low

SMONEX : Summer MONEX

SST : Sea Surface Temperature

T **TAO** : Tropical Atmosphere-Ocean

TMI : TRMM Microwave Imager

TOGA : Tropical Ocean Global Atmosphere

TOGA-COARE : TOGA Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment

TRMM : Tropical Rainfall Measurement Mission

U **USGS** : United States Geological Survey

V **VIRS** : Visible InfraRed Scanner

W **WAMEX** : West African Monsoon Experiment

WCRP : World Climate Research Programme

WMO : World Meteorological Organization

WMONEX : Winter MONEX

WPS : WRF Pre-Processing System

WRF : Weather Research and Forecasting

Y **YOTC** : Year of Tropicale Convection

Z **ZCIT** : Zone de Convergence Inter Tropicale

ZCPS : Zone de Convergence du Pacifique Sud

TABLE DES FIGURES ET TABLEAUX

❖ Figures

- Figure 1-1 : Variation du flux d'énergie solaire annuel en fonction de la latitude et de l'angle d'incidence θ . Adapté de The COMET Program. 22
- Figure 1-2 : Bilan énergétique (en $W.m^{-2}$) en moyenne globale et annuelle du système Terre-atmosphère. À gauche : le rayonnement solaire (UV) ; À droite : le rayonnement émis par la Terre et l'atmosphère (IR) ; Au centre : les flux de chaleurs sensible et latente. D'après Kiehl et Trenberth (1997). 22
- Figure 1-3 : Flux solaire absorbé (en haut), flux infrarouge sortant (au milieu), et bilan radiatif net (en bas) en moyenne annuelle (entre février 1985 et avril 1989) au sommet du système Terre-atmosphère. Les profils en moyenne zonale sont indiqués à droite. Adapté de Trenberth et Stepaniak (2003). 23
- Figure 1-4 : Représentation schématique de la circulation atmosphérique générale avec les cellules de Hadley, de Ferrel, et polaires. D'après The COMET Program. 25
- Figure 1-5 : Bilan radiatif (en $W.m^{-2}$) en moyenne annuelle et zonale a) de la surface (R_n) ; b) de l'atmosphère ; c) au sommet de l'atmosphère (R_N). D'après Sellers (1965). 25
- Figure 1-6 : Circulation de Walker dans un plan équatorial vertical pour une année dite « normale » (par opposition à une année de type El Niño) dans l'hémisphère Sud. D'après Newell (1979). 26
- Figure 1-7 : Schématisation de la circulation de Hadley (en bleu) et de la circulation de Walker (en vert). Les flèches en pointillés bleus représentent la déviation des alizés le long de l'équateur. Les flèches en pointillés verts représentent les cellules de Walker adjacentes. Les zones de hautes (basses) pressions de surface sont représentées par les lettres H (L). Adapté de Beucher (2010). 27
- Figure 1-8 : Déplacement saisonnier de l'équateur météorologique. D'après Henderson-Sellers et Robinson (1986). 28
- Figure 1-9 : Cycle saisonnier des pluies mensuelles (en $cm.mois^{-1}$) sur l'Afrique de l'Ouest entre janvier et décembre. Moyenne mensuelle entre 1950 et 1999. D'après l'Université de Delaware, avec la permission de la NOAA. 30
- Figure 1-10 : Schéma conceptuel de la MAO selon une coupe moyenne zonale et profils méridiens de température potentielle θ et température potentielle équivalente θ_e dans la couche limite. D'après Peyrille (2005). 32
- Figure 1-11 : Représentation 3D des différentes composantes de la circulation de mousson ouest-africaine. D'après Lafore et al. (2010). 33
- Figure 1-12 : Image vapeur d'eau (colorée) du 17 Juin 1997 au dessus de l'Afrique. D'après Météo-France. 33
- Figure 1-13 : Pluies journalières (en $mm.jour^{-1}$) moyennées entre $10^\circ E$ et $10^\circ W$. D'après Sultan et Janicot (2003). 36
- Figure 1-14 : Variation diurne (a) de la couverture nuageuse, (b) de la fréquence, (c) du rayon moyen des MCS à courte ($<10h$), moyenne (entre 10 et 24h) et longue ($>24h$) durée de vie. L'axe des abscisses représente le Temps Local Standard. D'après Mathon et Laurent (2001). 37

Figure 1-15 : Contribution des MCS dans la quantité totale de précipitations annuelle au sol selon les mesures de TRMM entre 1998 et 2000. D'après Nesbitt et al. (2006).....	38
Figure 1-16 : Image infrarouge (colorée) vue par satellite d'un système convectif de méso-échelle au dessus de Ouagadougou (Burkina-Faso).....	39
Figure 1-17 : Image radar d'une ligne de grains au dessus de la Guadeloupe. D'après Météo France.	40
Figure 1-18 : Coupe schématique d'une ligne de grains tropicale. Les régions noires représentent les zones de plus forts échos radars. La région grisée représente la zone d'écho radar plus faible. D'après Houze (1977).	40
Figure 1-19 : Coupes horizontales (à gauche) et verticales (à droite) d'un MCS durant ses phases de formation (a), intensification (b), maturité (c) et dissipation (d). Le contour extérieur montre le plus faible echo radar détectable. D'après Leary et Houze (1979).	43
Figure 1-20 : Taux de précipitation pour les régions convective, stratiforme, et la totalité d'un MCS observé à Bornéo (Malaisie). D'après Churchill et Houze (1984).	43
Figure 1-21 : Modèle conceptuel des trajectoires des hydrométéores à travers un MCS. D'après Biggerstaff et Houze (1991).	45
Figure 1-22 : Coupe verticale (parallèle au déplacement) d'une ligne de grains. Les zones de réflectivité radar les plus élevées sont indiquées par les régions ombrées. Les basses (hautes) pressions sont indiquées par la lettre L (H). Adapté de Houze et al. (1989).	46
Figure 1-23 : Diagramme température-saturation de répartition des cristaux de glace. D'après http://www.its.caltech.edu	49
Figure 1-24 : Schéma conceptuel des différents processus microphysiques existant dans les régions convective et stratiforme d'un MCS. Les flèches rouges représentent les processus en phase liquide, les flèches bleues représentent les processus en phase glace. Les flèches vertes indiquent les courants horizontaux advectant les hydrométéores de la zone convective vers la zone stratiforme. Les flèches violettes indiquent un retour en début de cycle de particules glacées ou liquides.	51
Figure 2-1 : Trace au sol de l'orbite de Megha-Tropiques, pour une durée de un jour. Les heures locales de passage sont repérées par l'échelle de couleurs. D'après Desbois et al. (2007).	55
Figure 2-2 : Configuration des fauchées des trois instruments embarqués à bord du satellite Megha-Tropiques. D'après Desbois et al. (2007).	57
Figure 2-3 : L'avion SAFIRE Falcon 20 utilisé pour Megha-Tropiques et les sondes <i>in-situ</i> embarquées : a) sonde 2D-S, b) sonde CIP, c) sonde PIP.....	60
Figure 2-4 : Domaine de fréquences et de longueurs d'onde des radars météorologiques.	62
Figure 2-5 : Principe de fonctionnement d'un radar météorologique. Adapté de http://fr.wikipedia.org	63
Figure 2-6 : Volume d'échantillonnage d'un radar pour une distance radiale r	64
Figure 2-7 : Sources d'erreurs dans la mesure radar. 1) étalonnage de l'appareil, 2 et 2') résolution spatiale, 3) masque partiel, 4) écho de sol, 5) écho parasite, 6) bande brillante, 7) atténuation. Adapté de Legorgeu (2013).	69
Figure 2-8 : Mesure PPI par les radars de Niamey le 13 Août 2010 à 15h11. La croix (le triangle) représente le radar MIT (Xport). À gauche : mesure MIT avec une élévation de 2.88°. À droite : mesure Xport avec une élévation de 2.62°.....	70
Figure 2-9 : Positions des radars MIT et Xport à Niamey (Niger). Le cercle rouge (bleu) représente la portée maximale du radar MIT (Xport). Le cercle en pointillés bleus représente une portée de 85 km pour le radar Xport en raison de l'atténuation.....	70
Figure 2-10 : Élévations des différents PPI durant un scan volumique total pour les radars MIT (en noir) et Xport (en bleu).....	71
Figure 2-11 : Configuration à 5 antennes du radar embarqué RASTA à bord du Falcon 20. D'après J. Delanoë.	72

Figure 3-1 : Stratégies de mesure coordonnées entre le balayage RHI d'un radar au sol et le vol d'un avion dans le même plan.	76
Figure 3-2 : Exemples d'images des particules glacées obtenues grâce aux sondes microphysiques CIP et PIP de la campagne Megha-Tropiques 2010 de Niamey. À gauche : D_{max} compris entre 20 et 40 pixels. À droite : $D_{max} > 40$ pixels.....	79
Figure 3-3 : Méthodologie mise en place pour déterminer les coefficients α et β de la loi masse-diamètre. Les termes entourés en jaune (resp. vert) indiquent les grandeurs directement fournies par les mesures des sondes microphysiques (resp. le radar RASTA).	81
Figure 3-4 : Localisation de l'avion entre 8 points d'observation radar. Les valeurs numériques indiquées sont valables pour le radar MIT.	84
Figure 3-5 : Divergence du faisceau radar pour les différentes élévations du radar MIT. Le rectangle noir illustre la taille du volume d'échantillonnage du radar à 50 km de distance et à 8 km d'altitude.	85
Figure 3-6 : Distributions des réflectivités pour le radar Xport (en rouge) et le radar MIT (en noir) durant 3 vols de la campagne Megha-Tropiques 2010.....	87
Figure 3-7 : Distribution normalisée des écarts entre la réflectivité mesurée par le radar Xport et la réflectivité corrigée du radar MIT pour le vol 18 (13 août 2010) après colocalisation des données MIT sur la grille Xport.....	89
Figure 3-8 : Distributions des réflectivités pour le radar Xport (en rouge), le radar MIT (en pointillés noirs), et le radar MIT corrigé (en bleu) durant 3 vols de la campagne Megha-Tropiques 2010.	90
Figure 3-9 : Évolution temporelle de la réflectivité mesurée par le radar MIT colocalisée sur la trajectoire de l'avion (en rouge), et de la réflectivité restituée à partir des mesures aéroportées (en gris) pour le vol 15 (a), le vol 17 (b), le vol 18 (c), le vol 19 (d), et le vol 20 (e). La courbe bleue indique la distance entre l'avion et le radar. La courbe verte indique l'altitude de l'avion. Pour l'explication des zones vertes, jaunes, roses, et grises, se référer au texte des sections 3.3.2.1, 3.3.2.2, 3.3.2.3, et 3.3.3.3.	93
Figure 3-10 : Spectres dimensionnels des particules observées par la sonde PIP durant le vol 19 à 11h02 (en noir) et à 11h32 (en rouge). Les lignes pointillées représentent la réflectivité cumulée associée à ces spectres. La partie droite des deux courbes rouges représente une extrapolation du spectre et de la réflectivité pour des particules de taille comprise entre à 6,4 μ m et 9 μ m.	97
Figure 3-11 : a) Diagramme de dispersion entre les valeurs de Z_{MIT} et $Z_{in-situ}$ pour le vol 18. La droite noire est la droite 1:1. b) Distribution des différences ($Z_{in-situ} - Z_{MIT}$) pour la totalité des vols 15, 17, 18 et 20.....	98
Figure 3-12 : Diagramme de dispersion entre la réflectivité <i>in-situ</i> calculée à 5,5 GHz et le contenu en glace pour les vols 15 (a), 17 (b), 18 (c), et 20 (d). Les croix rouges représentent les observations réalisées entre -5°C et -12°C ; les croix noires celles réalisées entre -12°C et -20°C ; les croix bleues celles réalisées entre -20°C et -35°C.	101
Figure 3-13 : Spectres dimensionnels des particules glacées pour 3 instants du vol 18 (moyennés sur une minute). Les courbes en pointillés courts (resp. longs) indiquent les réflectivités cumulées à 5,5 GHz (resp. 94 GHz) associées aux spectres.	104
Figure 3-14 : Distributions en masse des particules glacées pour 3 instants du vol 18 (moyennées sur une minute). Les courbes en pointillés indiquent les masses cumulées associées à ces distributions.	104
Figure 4-1 : a) Schématisation de la coordonnée verticale η utilisée dans WRF. P_{ht} et P_{hs} représentent respectivement la pression au sommet de l'atmosphère et à la surface. b) Schématisation de la grille horizontale Arakawa C de WRF, avec U et V les composantes du vent horizontal et θ la température. D'après Skamarock et al. (2008).	114
Figure 4-2 : Pré-traitement du modèle WRF, avec les 3 étapes du WPS (namelist.wps est le fichier de configuration du WPS) et l'initialisation real. D'après Wang et al. (2011).	115

Figure 4-3 : Interactions entre les différentes paramétrisations présentes dans le modèle WRF. D'après le Development Testbed Center (DTC).	116
Figure 4-4 : Processus d'interactions entre les différentes catégories d'eau dans le schéma microphysique de Morrison. D'après Morrison et al (2005).	121
Figure 4-5 : Images satellites MeteoSat dans le domaine du visible pour la journée du 13 août 2010 à 08h15 (a), 10h15 (b), 12h15 (c), 14h15 (d), et 16h15 (e) UTC. Le trait jaune épais délimite l'état du Niger. D'après Sat24.com.	123
Figure 4-6 : Températures de brillance observées dans le domaine de l'infrarouge par MeteoSat pour la journée du 13 août 2010 à 08h00 (a), 10h00 (b), 12h00 (c), 14h00 (d), 16h00 (e), et 18h00 (f) UTC. Le cercle en pointillés noirs représente la portée du radar MIT.	123
Figure 4-7 : Évolution temporelle de l'humidité relative (en marron), de la vitesse du vent (en rose), de la température (en bleu), de la pression (en vert), et du taux de précipitation (en rouge) à Niamey durant la journée du 13 août 2010.	124
Figure 4-8 : Positionnement des trois domaines de simulation utilisés. La croix jaune représente la ville de Niamey. Le trait bleu représente le fleuve Niger.	126
Figure 4-9 : Coupes horizontales à 3 km d'altitude pour le domaine de simulation n°2 représentant le rapport de mélange en eau nuageuse Q_c à 10h, 12h, 14h, 16h, 18h, 20h, 22h, et 00h.	129
Figure 4-10 : Coupes horizontales à 3 km d'altitude pour le domaine de simulation n°2 représentant la réflectivité toutes les heures entre 10h00 et 21h00.	130
Figure 4-11 : Coupes horizontales à 1,5 km d'altitude pour le domaine de simulation n°2 représentant la température (à gauche) et le vent vertical (à droite) à 21h. Des vitesses verticales positives (resp. négatives) impliquent une ascendance (resp. subsidence). Les rectangles en pointillés noirs représentent le domaine de simulation n°3.	132
Figure 4-12 : Évolution temporelle de la température à 2m (en bleu) et du vent horizontal à 10m (en rose) au centre du domaine de simulation n°3 pendant notre simulation avec WRF, avec un point toutes les 10 minutes.	132
Figure 4-13 : Coupes horizontales à 0,5, 3, 5, et 7,5 km d'altitude du champ de réflectivité à 09h20 sur l'ensemble du domaine de simulation n°3. Le rectangle en pointillé représente la région zoomée dans les figures suivantes.	134
Figure 4-14 : Coupes horizontales à 0,5, 1, 2, et 5 km d'altitude du vent vertical à 09h20 sur une partie du domaine de simulation n°3 (rectangle en pointillé de la figure 4-13). Les flèches représentent le vent horizontal.	135
Figure 4-15 : a) Flux de chaleur latente en surface(a) et rapport de mélange en eau nuageuse à 5 km d'altitude (b) à 08h40. La croix noire (resp. bleue) indique la zone CP (resp. CI).	136
Figure 4-16 : Coupes verticales selon un angle de 45° du champ de vent vertical (en couleur) et horizontal (flèches) pour la zone de convection profonde (a) et pour la zone de convection inhibée (b) à 09h15.	138
Figure 4-17 : Coupes verticales selon un angle de 45° de l'humidité relative pour la zone de convection profonde (a) et pour la zone de convection inhibée (b) à 09h15. Les iso-contours sont indiqués pour les valeurs de 85%, 90%, 95%, et 100%.	138
Figure 4-18 : Trajectoire suivie par la ligne de grains principale de la simulation à travers les domaines n°2 (en bleu) et n°3 (en vert). Les croix bleues et vertes indiquent les points utilisés pour réaliser les coupes verticales de la figure 4-19.	139
Figure 4-19 : Coupes verticales du champ de réflectivité réalisées à travers les domaines n°2 (de 13h à 16h) et n°3 (de 17h à 20h) aux points indiqués dans la figure 4-18, avec un angle de 20°. Les iso-contours noirs (resp. bleus) représentent les rapports de mélange de la pluie (resp. du graupel) pour des valeurs de 0,5, 1, 2, 3, et 4 g.kg ⁻¹ . Les iso-contours oranges représentent les rapports de mélange de la neige pour des valeurs de 0,2, 0,5, 1, 2, 3, et 4 g.kg ⁻¹ . Les lignes d'iso-contours de 4 g.kg ⁻¹ sont indiquées en pointillés.	142

- Figure 4-20 : Coupes horizontales à 2 km d'altitude de la réflectivité pour le domaine de simulation n°3 à 16h30 (instant initial des données CFAD) et 20h45 (instant final des données CFAD). Le rectangle en pointillés indique la portion du domaine utilisée pour calculer le CFAD. 144
- Figure 4-21 : Contoured Frequency by Altitude Diagrams (CFAD) de la réflectivité mesurée par le radar MIT entre 12h50 et 17h00 (a), par le radar Xport entre 12h02 et 17h04 (b) et simulée par le modèle WRF sur une partie du domaine n°3 entre 16h30 et 20h45 (c). L'unité utilisée est un pourcentage de points dans chaque classe de réflectivité ($\Delta Z=1$ dBZ) par niveau atmosphérique de 500 m. 145
- Figure 4-22 : CFAD du radar MIT (a) et du radar Xport (b). CFAD caractéristiques de la zone convective (c) et de la zone stratiforme (d) d'un MCS africain, d'après Cetrone et Houze (2009). Les iso-contours des figures a et b (resp. c et d) sont tracés à partir de 1% (resp. 0,1%) par pas de 1% (resp. 0,1%). 148
- Figure 4-23 : Spectres de la neige (en traits continus) et du graupel (en pointillés) simulés par WRF pour quatre altitudes différentes, moyennés sur un domaine de 7 200km² situé dans la partie stratiforme de la ligne de grains. Les spectres en gris sont les spectres de la figure 3-12 représentant trois exemples d'observations aéroportées de la campagne Megha-Tropiques pendant le vol du 13 août 2010. 152
- Figure 4-24 : Coupes horizontales de Qc à 3 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Morrison. 154
- Figure 4-25 : Coupes horizontales de Qc à 3 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Thompson. 154
- Figure 4-26 : Coupes horizontales de Qg à 7,5 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Morrison. 155
- Figure 4-27 : Coupes horizontales de Qg à 7,5 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Thompson. 155
- Figure 4-28 : Coupe verticale du champ de réflectivité à travers le domaine n°3, à 18h, avec un angle de 20°, pour la simulation de Morrison. Les iso-contours noirs (resp. bleus) représentent les rapports de mélange de la pluie (resp. du graupel) pour des valeurs de 0,5, 1, 2, 3, et 4 g.kg⁻¹. Les iso-contours oranges représentent les rapports de mélange de la neige pour des valeurs de 0,2, 0,5, 1, 2, 3, et 4 g.kg⁻¹. Les lignes d'iso-contours de 4 g.kg⁻¹ sont indiquées en pointillés. 156
- Figure 4-29 : Coupes horizontales du champ de réflectivité à 10 km d'altitude à 18h00 pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Morrison (à gauche) et de la simulation utilisant le schéma de Thompson (à droite). 157
- Figure 4-30 : Coupes horizontales du champ de réflectivité à 3 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Morrison. 158
- Figure 4-31 : Coupes horizontales du champ de réflectivité à 3 km d'altitude pour le troisième domaine de la simulation utilisant le schéma de Thompson. 158
- Figure 4-32 : CFAD de la réflectivité simulée par le modèle WRF sur une partie du domaine n°3 entre 16h30 et 20h45 pour la simulation utilisant le schéma de Morrison (à gauche) et la simulation utilisant le schéma de Thompson (à droite). 159
- Figure A-1 : Organisation scientifique du programme central de GATE et de ses sous-programmes. D'après Kuettner (1974). 170
- Figure A-2 : Positionnement du secteur d'étude de HAPEX-Sahel et de ses 3 sites instrumentés. D'après Goutorbe et al. (1994). 173
- Figure A-3 : Les trois axes de recherche du GEWEX et leurs composantes. D'après le GEWEX. 174
- Figure A-4 : La constellation de l'A-TRAIN et les écarts temporels entre le passage de chaque satellite au-dessus de l'équateur. Le satellite Glory a été perdu lors de son lancement en 2011. 178
- Figure A-5 : Mise en œuvre du programme AMMA : a) les domaines scientifiques étudiés, b) les aspects humains, c) les interactions entre les deux. D'après Redelsperger et al. (2006). 179

Figure B-1 : Positions des radars SMART-R et S-Pol sur l'atoll Addu des Maldives. Adapté de Yoneyama et al. (2013).....	184
Figure B-2 : Illustration de l'effet de masque de la cabine du camion sur lequel est installé le radar SMART-R.	185
Figure B-3 : Trajectoires de l'avion pendant les vols 45 (à gauche) et 46 (à droite) de la campagne des Maldives. Le point bleu symbolise les radars au sol SMART-R et S-Pol. Le cercle orange représente la portée du radar SMART-R (équivalente à celle du S-Pol).....	186
Figure B-4 : Distributions des réflectivités pour le radar S-Pol (en bleu) et le radar SMART-R (en noir) durant 2 vols de la campagne Megha-Tropiques 2011.	186
Figure B-5 : Évolution temporelle de la réflectivité mesurée par le radar SMART-R (resp. S-Pol) colocalisée sur la trajectoire de l'avion (resp. en noir et en bleu), et de la réflectivité restituée à partir des mesures aéroportées (en rouge) pour le vol 45 (a), et le vol 46 (b) de la campagne Megha-Tropiques 2011 aux Maldives. Les courbes noires et vertes de la partie supérieure des figures indiquent la distance entre l'avion et les radars, et l'altitude de l'avion.....	187

❖ Tableaux :

Tableau 2-1 : Récapitulatif des vols de la campagne de Niamey en 2010.	59
Tableau 2-2 : Caractéristiques des radars sol présents à Niamey.	70
Tableau 4-1 : Caractéristiques des schémas de Thompson et Morrison. Les lettres c, r, i, s, g représentent respectivement l'eau nuageuse, la pluie, la glace, la neige, et le graupel.....	120
Tableau 4-2 : Caractéristiques des 3 domaines imbriqués de notre étude.....	126
Tableau 4-3 : Paramétrisations utilisées dans notre étude.	127
Tableau B-1 : Récapitulatif des vols de la campagne de Gan en 2011. Les vols non indiqués (n°44 et 47) sont des vols techniques ou de calibration.	183
Tableau B-2 : Caractéristiques des radars sol présents à Gan.	184

BIBLIOGRAPHIE

- Ackerman TP, Stokes GM. 2003. The atmospheric radiation measurement program. *Physics Today Online* 56.
- Adejokun JA. 1985. Numerical Weather Prediction for the West African Monsoon Experiment. In: The Florida State University. p 688.
- Adler B, Kalthoff N, Gantner L. 2011a. Initiation of deep convection caused by land-surface inhomogeneities in West Africa: a modelled case study. *Meteorology and Atmospheric Physics* 112:15-27.
- Adler B, Kalthoff N, Gantner L. 2011b. The impact of soil moisture inhomogeneities on the modification of a mesoscale convective system: An idealised model study. *Atmospheric Research* 101:354-372.
- Aires F, Bernardo F, Prigent C. 2013. Atmospheric water-vapour profiling from passive microwave sounders over ocean and land. Part I: Methodology for the Megha-Tropiques mission. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139:852-864.
- Anderson JR, Hardy EE, Roach JT, Witmer RE. 1976. A Land Use and Land Cover Classification System for Use with Remote Sensor Data. US Government Printing Office.
- Arakawa A, Suarez MJ. 1983. Vertical Differencing of the Primitive Equations in Sigma Coordinates. *Monthly Weather Review* 111:34-45.
- Aspliden CI, Tourre Y, Sabine JB. 1976. Some Climatological Aspects of West African Disturbance Lines During GATE. *Monthly Weather Review* 104:1029-1035.
- Balogun EE, Adedokun JA. 1986. On the Variations in Precipitable Water over Some West African Stations during the Special Observation Period of WAMEX. *Monthly Weather Review* 114:772-776.
- Banks JR, Brindley HE. 2013. Evaluation of MSG-SEVIRI mineral dust retrieval products over North Africa and the Middle East. *Remote Sensing of Environment* 128:58-73.
- Barnes GM, Sieckman K. 1984. The environment of fast-moving and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines. *Monthly Weather Review* 112:1782-1794.
- Barthe C, Asencio N, Lafore J-P, Chong M, Campistron B, Cazenave F. 2010. Multi-scale analysis of the 25-27 July 2006 convective period over Niamey: Comparison between Doppler radar observations and simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:190-208.
- Battán LJ. 1959. Radar meteorology. Chicago: University of Chicago Press. 161 p.
- Baumgardner D, Jonsson H, Dawson W, O'Connor D, Newton R. 2001. The cloud, aerosol and precipitation spectrometer: a new instrument for cloud investigations. *Atmospheric Research* 59:251-264.
- Beljaars ACM. 1995. The parametrization of surface fluxes in large-scale models under free convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121:255-270.

- Bernardo F, Aires F, Prigent C. 2013. Atmospheric water-vapour profiling from passive microwave sounders over ocean and land. Part II: Validation using existing instruments. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139:865-878.
- Beucher F. 2010. *Météorologie tropicale : des alizés au cyclone. Cours et manuels n°19.*: Ecole nationale de la Météorologie - Météo France. 865 p.
- Bhat GS, Chandrasekhar CP. 2001. The Bay of Bengal Monsoon Experiment: BOBMEX. *Proceedings Indian National Science Academy, part A* 67:395-404.
- Bhat GS, Gadgil S, Hareesh Kumar PV, Kalsi SR, Madhusoodanan P, Murty VSN, Prasada Rao CVK, Ramesh Babu V, Rao LVG, Rao RR, Ravichandran M, Reddy KG, Sanjeeva Rao P, Sengupta D, Sikka DR, Swain J, Vinayachandran PN. 2001. BOBMEX: The Bay of Bengal Monsoon Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82:2217-2243.
- Bigg EK. 1953. The Supercooling of Water. *Proceedings of the Physicak Society B66*.
- Biggerstaff MI, Houze RA. 1991. Kinematic and Precipitation Structure of the 10–11 June 1985 Squall Line. *Monthly Weather Review* 119:3034-3065.
- Biggerstaff MI, Houze RA. 1993. Kinematics and Microphysics of the Transition Zone of the 10–11 June 1985 Squall Line. *Journal of the Atmospheric Sciences* 50:3091-3110.
- Bjerknes J. 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review* 97:163-172.
- Bolton D. 1984. Generation and propagation of African squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 110:695-721.
- Bouniol D, Delanoe J, Duroure C, Protat A, Giraud V, Penide G. 2010. Microphysical characterisation of West African MCS anvils. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:323-344.
- Brandes EA, Vivekanandan J, Tuttle JD, Kessinger CJ. 1995. A Study of Thunderstorm Microphysics with Multiparameter Radar and Aircraft Observations. *Monthly Weather Review* 123:3129-3143.
- Braun SA, Houze RA. 1994. The Transition Zone and Secondary Maximum of Radar Reflectivity behind a Midlatitude Squall Line: Results Retrieved from Doppler Radar Data. *Journal of the Atmospheric Sciences* 51:2733-2755.
- Brogniez H, Kirstetter PE, Eymard L. 2013. Expected improvements in the atmospheric humidity profile retrieval using the Megha-Tropiques microwave payload. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139:842-851.
- Brown PRA, Francis PN. 1995. Improved Measurements of the Ice Water Content in Cirrus Using a Total-Water Probe. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 12:410-414.
- Burpee RW. 1972. The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa *Journal of the Atmospheric Sciences* 29:77-90.
- Caniaux G, Redelsperger J-L, Lafore J-P. 1994. A Numerical Study of the Stratiform Region of a Fast-Moving Squall Line. Part I: General Description and Water and Heat Budgets. *Journal of the Atmospheric Sciences* 51:2046-2074.
- Cetrone J, Houze RA. 2009. Anvil clouds of tropical mesoscale convective systems in monsoon regions. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 135:305-317.

- Chalon JP, Jaubert G, Lafore JP, Roux F. 1988. The West African Squall Line Observed on 23 June 1981 during COPT 81: Mesoscale Structure and Transports. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45:2744-2763.
- Chambon P, Jobard I, Roca R, Viltard N. 2013. An investigation of the error budget of tropical rainfall accumulation derived from merged passive microwave and infrared satellite measurements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139:879-893.
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an Advanced Land Surface-Hydrology Model with the Penn State-NCAR MM5 Modeling System. Part I: Model Implementation and Sensitivity. *Monthly Weather Review* 129:569-585.
- Chong M. 2010. The 11 August 2006 squall-line system as observed from MIT Doppler radar during the AMMA SOP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:209-226.
- Chong M, Amayenc P, Scialom G, Testud J. 1987. A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part I: Kinematic Structure Inferred from Dual-Doppler Radar Data. *Monthly Weather Review* 115:670-694.
- Chong M, Hauser D. 1989. A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part II: Water Budget. *Monthly Weather Review* 117:728-744.
- Chong M, Hauser D. 1990. A Tropical Squall Line Observed during the COPT 81 Experiment in West Africa. Part III: Heat and Moisture Budgets. *Monthly Weather Review* 118:1696-1706.
- Chou M-D, Suarez MJ, Liang X-Z, Yan MM-H, Cote C. 1994. A Thermal Infrared Radiation Parameterization for Use in Genral Circulation Models. NASA Technical Memorandum 104606.
- Churchill DD, Houze RA. 1984. Development and Structure of Winter Monsoon Cloud Clusters On 10 December 1978. *Journal of the Atmospheric Sciences* 41:933-960.
- Cook KH. 1999. Genration of the African Easterly Jet and its role in determining West African precipitation. *Journal of Climate* 12:1165-1185.
- Cooper WA. 1986. Ice Initiation in Natural Clouds. *Meteorological Monographs* 21:29-32.
- Dai A, Trenberth KE. 2004. The Diurnal Cycle and Its Depiction in the Community Climate System Model. *Journal of Climate* 17:930-951.
- De Félice P, Monkam D, Viltard A, Ouss C. 1990. Characteristics of North African 6-9 Day Waves during Summer 1981. *Monthly Weather Review* 118:2624-2633.
- Desbois M, Capderou M, Eymard L, Roca R, Viltard N, Viollier M, Karouche N. 2007. Megha-Tropiques : un satellite hydrométéorologique franco-indien. *La Météorologie* 57:19-27.
- Deschamps PY, Breon FM, Leroy M, Podaire A, Bricaud A, Buriez JC, Seze G. 1994. The POLDER mission : Instrument characteristics and scientific objectives. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 32:598-615.
- Dezitter F, Grandin A, Brenguier JL, Hervy F, Schlager H, Villedieu P, Zalamansky G. 2013. HAIC - High Altitude Ice Crystals. In: 5th AIAA Atmospheric and Space Environments Conference.
- Diedhiou A, Janicot S, Viltard A, De Felice, P. 2001. Composite patterns of easterly disturbances over West Africa and the tropical Atlantic: a climatology from the 1979-95 NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics* 18:241-253.

- Diedhiou A, Janicot S, Viltard A, De Felice, P, Laurent H. 1999. Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and tropical Atlantic: results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalyses. *Climate Dynamics* 15:795-822.
- Doviak RJ, Zrnic DS. 1993. *Doppler Radar and Weather Observations* 2nd edition. Academic Press.
- Drobinski P, Ducrocq V, Alpert P, Anagnostou E, Béranger K, Borga M, Braud I, Chanzy A, Davolio S, Delrieu G, Estournel C, Filali Boubrahmi N, Font J, Grobissic V, Gualdi S, Homar V, Ivancan-Picek B, Kottmeier C, Kotroni V, Lagouvardos K, Lionello P, Llasat MC, Ludwig W, Lutoff C, Mariotti A, Richard E, Romero R, Rotunno R, Roussot O, Ruin I, Somot S, Taupier-Letage I, Tintore J, Uijlenhoet R, Wernli H. 2014. HYMEX : A 10-Year Multidisciplinary Program on the Mediterranean Water Cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society* 95:1063-1082.
- Dyer AJ, Hicks BB. 1970. Flux-gradient relationships in the constant flux layer. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96:715-721.
- Eldridge RH. 1957. A synoptic study of west african disturbance lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 83:303-314.
- Eltahir EAB, Gong C. 1996. Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa. *Journal of Climate* 9:1030-1042.
- Evaristo R, Scialom G, Viltard N, Lemaître Y. 2010. Polarimetric signatures and hydrometeor classification of West African squall lines. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:272-288.
- Field PR, Hogan RJ, Brown PRA, Illingworth AJ, Choullarton TW, Cotton RJ. 2005. Parametrization of ice-particle size distributions for mid-latitude stratiform cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131:1997-2017.
- Field PR, Hogan RJ, Brown PRA, Illingworth AJ, Choullarton TW, Kaye H, Hirst E, Greenaway R. 2004. Simultaneous radar and aircraft observations of mixed-phase cloud at the 100 m scale. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130:1877-1904.
- Fierli F, Orlandi E, Law KS, Cagnazzo C, Cairo F, Schiller C, Borrmann S, Di Donfrancesco G, Ravegnani F, Volk CM. 2011. Impact of deep convection in the tropical tropopause layer in West Africa: in-situ observations and mesoscale modelling. *Atmospheric Chemistry and Physics* 11:201-214.
- Fink AH, Reiner A. 2003. Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 108 (D11).
- Flossmann AI, Hall WD, Pruppacher HR. 1985. A Theoretical Study of the Wet Removal of Atmospheric Pollutants. Part I: The Redistribution of Aerosol Particles Captured through Nucleation and Impaction Scavenging by Growing Cloud Drops. *Journal of the Atmospheric Sciences* 42:583-606.
- Flossmann AI, Wobrock W. 2010. A review of our understanding of the aerosol–cloud interaction from the perspective of a bin resolved cloud scale modelling. *Atmospheric Research* 97:478–497.
- Folland CK, Palmer TN, Parker DE. 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-85. *Nature* 320:602-607.
- Fontaine B, Philippon N, Trzaska S, Roucou P. 2002. Spring to summer changes in the west african monsoon through NCEP/NCAR reanalyses. *Journal of Geophysical Research : Atmospheres* 107:ACL 1.1 - ACL 1.9.
- Fontaine E. 2014. Masse et facteur de réflectivité radar des cristaux de glace dans les systèmes nuageux convectifs de moyenne échelle formés dans les tropiques et la région de la mer Méditerranée. Université Blaise Pascal - Laboratoire de Météorologie Physique.

- Fontaine E, Schwarzenboeck A, Delanoë J, Wobrock W, Leroy D, Dupuy R, Protat A. 2014. Constraining mass–diameter relations from hydrometeor images and cloud radar reflectivities in tropical continental and oceanic convective anvils. *Atmospheric Chemistry and Physics Discussions* 14:2983-3041.
- Frey W, Borrmann S, Kunkel D, Weigel R, De Reus M, Schlager H, Roiger A, Voigt C, Hoor P, Curtius J, Kramer M, Schiller C, Volk CM, Homan CD, Fierli F, Di Donfrancesco G, Ulanovsky A, Ravegnani F, Sitnikov NM, Viciani S, D'Amato F, Shur GN, Belyaev GV, Law KS, Cairo F. 2011. In situ measurements of tropical cloud properties in the West African Monsoon: upper tropospheric ice clouds, Mesoscale Convective System outflow, and subvisual cirrus. *Atmospheric Chemistry and Physics* 11:5569-5590.
- Fu X, Lee J-Y, Hsu P-C, Taniguchi H, Wang B, Wang W, Weaver S. 2013. Multi-model MJO forecasting during DYNAMO/CINDY period. *Climate Dynamics* 41:1067-1081.
- Gamache JF. 1990. Microphysical Observations in Summer MONEX Convective and Stratiform Clouds. *Monthly Weather Review* 118:1238-1249.
- Gamache JF, Houze RA. 1983. Water Budget of a Mesoscale Convective System in the Tropics. *Journal of the Atmospheric Sciences* 40:1835-1850.
- Gamo M. 1996. Thickness of the dry convection and large-scale subsidence above deserts. *Boundary Layer Meteorology* 79:265-278.
- GATE. 1974. GATE. *Bulletin of the American Meteorological Society* 55:711-744.
- GEWEX. 1993. The GEWEX Cloud System Study (GCSS). *Bulletin of the American Meteorological Society* 74:387-399.
- Giannini A, Saravanan R, Chang P. 2003. Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science* 302:1027-1030.
- GIEC. 2013. *Changements climatiques 2013 : les éléments scientifiques. Contribution du groupe de travail I au cinquième rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat.*
- Gohil BS, Gairola RM, Mathur AK, Varma AK, Atmospheric and Oceanic Sciences Group SACI, Ahmedabad, India, Mahesh C, Atmospheric and Oceanic Sciences Group SACI, Ahmedabad, India, Gangwar RK, Pal PK. 2013. Algorithms for retrieving geophysical parameters from the MADRAS and SAPHIR sensors of the Megha-Tropiques satellite: Indian scenario. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139:954-963.
- Gosset M, Viarre J, Quantin G, Alcoba M. 2013. Evaluation of several rainfall products used for hydrological applications over West Africa using two high-resolution gauge networks. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139:923-940.
- Gosset M, Zahiri EP, Moumouni S. 2010. Rain drop size distribution variability and impact on X-band polarimetric radar retrieval: Results from the AMMA campaign in Benin. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:243-256.
- Goutorbe JP, Lebel T, Dolman AJ, Gash JHC, Kabat P, Kerr YH, Monteny B, Prince SD, Stricker JNM, Tinga A, Wallace JS. 1997. An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology* 188–189:4–17.
- Goutorbe JP, Lebel T, Tinga A, Bessemoulin P, Brouwer J, Dolman AJ, Engman ET, Gash JHC, Hoepffner M, Kabat P, Kerr YH, Monteny B, Prince S, Said F, Sellers P, Wallace JS. 1994. HAPEX-Sahel: a large-scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Annales Geophysicae* 12:53-64.

- Grist JP, Nicholson SE. 2001. A Study of the Dynamic Factors Influencing the Rainfall Variability in the West African Sahel. *Journal of Climate* 14:1337-1359.
- Grodsky SA, Carton JA. 2001. Coupled land/atmosphere interactions in the West African Monsoon. *Geophysical Research Letters* 28:1503-1506.
- Gu G, Adler RF. 2004. Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon System. *Journal of Climate* 17:3364-3377.
- Hall NMJ, Kiladis GN, Thorncroft CD. 2006. Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part II: Dynamical Modes. *Journal of the Atmospheric Sciences* 63:2231-2245.
- Hamilton RA, Archbold JW, Douglas CKM. 1945. Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 71:231-264.
- Henderson-Sellers A, Robinson PJ. 1986. *Contemporary climatology*. New-York: Longman Scientific & Technical.
- Heymsfield AJ, Wang Z, Matrosov S. 2005. Improved Radar Ice Water Content Retrieval Algorithms Using Coincident Microphysical and Radar Measurements. *Journal of Applied Meteorology* 44:1391-1412.
- Hilton F, Armante R, August T, Barnet C, Bouchard A, Camy-Peyret C, Capelle V, Clarisse L, Clerbaux C, Coheur P-F, Collard A, Crevoisier C, Dufour G, Edwards D, Faijan F, Fourrié N, Gambacorta A, Goldberg M, Guidard V, Hurtmans D, Illingworth S, Jacquinet-Husson N, Kerzenmacher T, Klaes D, Lavanant L, Masiello G, Matricardi M, McNally A, Newman S, Pavelin E, Payan S, Péquignot E, Peyridieu S, Phulpin T, Remedios J, Schlüssel P, Serio C, Strow L, Stubenrauch C, Taylor J, Tobin D, Wolf W, Zhou D. 2012. Hyperspectral Earth Observation from IASI: Five Years of Accomplishments. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93:347-370.
- Hogan RJ, Mittermaier MP, Illingworth AJ. 2006. The retrieval of ice water content from radar reflectivity factor and temperature and its use in evaluating a mesoscale model. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 45:301-317.
- Hogan RJ, Tian L, Brown PRA, Westbrook CD, Heymsfield AJ, Eastment JD. 2012. Radar Scattering from Ice Aggregates Using the Horizontally Aligned Oblate Spheroid Approximation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 51:655-671.
- Holland GJ, McBride JL, Smith RK, Jasper D, Keenan TD. 1986. The BMRC Australian Monsoon Experiment: AMEX. *Bulletin of the American Meteorological Society* 67:1466-1472.
- Hong S-Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A New Vertical Diffusion Package with an Explicit Treatment of Entrainment Processes. *Monthly Weather Review* 134:2318-2341.
- Hong SY, Dudhia J, Chen SH. 2004. A Revised Approach to Ice Microphysical Processes for the Bulk Parameterization of Clouds and Precipitation. *Monthly Weather Review* 132:103-120.
- Houze RA. 1977. Structure and Dynamics of a Tropical Squall-Line System. *Monthly Weather Review* 105:1540-1567.
- Houze RA. 1993. *Cloud dynamics*. San Diego, California: Academic Press. 573 p.
- Houze RA. 1997. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? *Bulletin of the American Meteorological Society* 78:2179-2196.
- Houze RA. 2004. Mesoscale convective systems. *Reviews of Geophysics* 42.
- Houze RA, Betts AK. 1981. Convection in GATE. *Reviews of Geophysics* 19:541-576.

- Houze RA, Biggerstaff MI, Rutledge SA, Smull BF. 1989. Interpretation of Doppler Weather Radar Displays of Midlatitude Mesoscale Convective Systems. *Bulletin of the American Meteorological Society* 70:608-619.
- Houze RA, Geotis SG, Marks FD, West AK. 1981. Winter Monsoon Convection in the Vicinity of North Borneo. Part I: Structure and Time Variation of the Clouds and Precipitation. *Monthly Weather Review* 109:1595-1614.
- Houze RA, Hobbs PV, Herzegh PH, Parsons DB. 1979. Size Distributions of Precipitation Particles in Frontal Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences* 36:156-162.
- Janicot S. 1992. Spatiotemporal Variability of West African Rainfall. Part II: Associated Surface and Airmass Characteristics. *Journal of Climate* 5:499-511.
- Judt F, Chen SS. 2014. An explosive convective cloud system and its environmental conditions in MJO initiation observed during DYNAMO. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 119:2781-2795.
- Keeler RJ, Lutz J, Vivekanandan J. 2000. S-Pol: NCAR's polarimetric Doppler research radar. In: *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS: IEEE*. pp 1570-1573.
- Khain A, Pokrovsky A, Pinsky M, Seifert A, Phillips V. 2004. Simulation of Effects of Atmospheric Aerosols on Deep Turbulent Convective Clouds Using a Spectral Microphysics Mixed-Phase Cumulus Cloud Model. Part I: Model Description and Possible Applications. *Journal of the Atmospheric Sciences* 61:2963-2982.
- Kiehl JT, Trenberth KE. 1997. Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78:197-208.
- Kiladis GN, Thorncroft CD, Hall NMJ. 2006. Three-Dimensional Structure and Dynamics of African Easterly Waves. Part I: Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 63:2212-2230.
- Kirstetter PE, Viltard N, Gosset M. 2013. An error model for instantaneous satellite rainfall estimates: evaluation of BRAIN-TMI over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139:894-911.
- Klaes KD, Cohen M, Buhler Y, Schlüssel P, Munro R, Engeln A, Clérigh E, Bonekamp H, Ackermann J, Schmetz J, Luntama J-P. 2007. An Introduction to the EUMETSAT Polar system. *Bulletin of the American Meteorological Society* 88:1085-1096.
- Koffi AK, Gosset M, Zahiri E-P, Ochou AD, Kacou M, Cazenave F, Assamoi P. 2014. Evaluation of X-band polarimetric radar estimation of rainfall and rain drop size distribution parameters in West Africa. *Atmospheric Research* 143:438-461.
- Korolev AV, Strapp JW, Isaac GA, Nevzorov AN. 1998. The Nevzorov Airborne Hot-Wire LWC-TWC Probe: Principle of Operation and Performance Characteristics. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 15:1495-1510.
- Krishnamurti TN. 1985. Summer Monsoon Experiment—A Review. *Monthly Weather Review* 113:1590-1626.
- Kuettner JP. 1974. General description and central program of GATE. *Bulletin of the American Meteorological Society* 55:712-719.
- Kuettner JP, Parker DE. 1976. GATE: Report on the field phase. *Sciences* 57.

- Lafore J-P, Flamant C, Guichard F, Parker DJ, Bouniol D, Fink AH, Giraud V, Gosset M, Hall N, Holler H, Jones SC, Protat A, Roca R, Roux F, Said F, Thorncroft C. 2011. Progress in understanding of weather systems in West Africa. *Atmospheric Science Letters* 12:7-12.
- Lafore J-P, Moncrieff MW. 1989. A Numerical Investigation of the Organization and Interaction of the Convective and Stratiform Regions of Tropical Squall Lines. *Journal of the Atmospheric Sciences* 46:521-544.
- Lafore J-P, Pircher V. 1983. Modélisation numérique tridimensionnelle à échelle fine d'une ligne de grains. *Journal de recherches atmosphériques* 17:333-352.
- Lafore J-P, Redelsperger J-L, Jaubert G. 1988. Comparison between a Three-Dimensional Simulation and Doppler Radar Data of a Tropical Squall Line: Transports of Mass, Momentum, Heat, and Moisture. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45:3483-3500.
- Lafore JP, Flamant C, Giraud V, Guichard F, Knippertz P, Mahfouf JF, Mascart P, Williams ER. 2010. Introduction to the AMMA Special Issue on 'Advances in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign'. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:2-7.
- Lamb PJ. 1978a. Case Studies of Tropical Atlantic Surface Circulation Patterns During Recent Sub-Saharan Weather Anomalies: 1967 and 1968. *Monthly Weather Review* 106:482-491.
- Lamb PJ. 1978b. Large-scale Tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus* 30:240-251.
- Langlois WE. 1973. A rapidly convergent procedure for computing large-scale condensation in a dynamical weather model. *Tellus* 25:86-87.
- Laprise R. 1992. The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an Independent Variable. *Monthly Weather Review* 120:197-207.
- Lavaysse C, Diedhiou A, Laurent H, Lebel T. 2006. African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African Monsoon. *Climate Dynamics* 27:319-332.
- Lavaysse C, Flamant C, Janicot S, Knippertz P. 2010. Links between African easterly waves, midlatitude circulation and intraseasonal pulsations of the West African heat low. *Quarterly journal of the royal meteorological society* 136:141-158.
- Lawson RP, O'Connor D, Zmarzly P, Weaver K, Baker B, Mo QX, Jonsson H. 2006. The 2D-S (Stereo) probe: Design and preliminary tests of a new airborne, high-speed, high-resolution particle Imaging probe. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 23:1462-1477.
- Lawson RP, Zuidema P. 2009. Aircraft Microphysical and Surface-Based Radar Observations of Summertime Arctic Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences* 66:3505-3529.
- Le Barbé L, Lebel T. 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950–1990. *Journal of Hydrology* 188–189:43–73.
- Le Barbé L, Lebel T, Tapsoba D. 2002. Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *Journal of Climate* 15:187-202.
- Leary CA, Houze RA. 1979. The Structure and Evolution of Convection in a Tropical Cloud Cluster. *Journal of the Atmospheric Sciences* 36:437-457.
- Lebel T, Diedhiou A, Laurent H. 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108.

- Lebel T, Parker DJ, Flamant C, Bourlès B, Marticorena B, Mougin E, Peugeot C, Diedhiou A, Haywood JM, Ngamini JB, Polcher J, Redelsperger JL, Thorncroft CD. 2010. The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:8-33.
- Legorgeu C. 2013. Amélioration des estimations quantitatives des précipitations à hautes résolutions : comparaison de deux techniques combinant les observations et application à la vérification spatiale des modèles météorologiques.: Université Blaise Pascal - Laboratoire de Météorologie Physique. 207 P.
- Leroy D, Wobrock W, Flossmann AI. 2009. The role of boundary layer aerosol particles for the development of deep convective clouds: A high-resolution 3D model with detailed (bin) microphysics applied to CRYSTAL-FACE. *Atmospheric Research* 91:62–78.
- Lilly DK. 1979. The Dynamical Structure and Evolution of Thunderstorms and Squall Lines. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 7:117-161.
- Lin YL, Farley RD, Orville HD. 1983. Bulk Parameterization of the Snow Field in a Cloud Model. *Journal of Climate and Applied Meteorology* 22:1065-1092.
- Liu G, Curry JA. 1999. Tropical Ice Water Amount and Its Relations to Other Atmospheric Hydrological Parameters as Inferred from Satellite Data. *Journal of Applied Meteorology* 38:1182-1194.
- Locatelli JD, Hobbs PV. 1974. Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *Journal of Geophysical Research* 79:2185-2197.
- Long CN, McFarlane SA, Del Genio A, Minnis P, Ackerman TP, Mather J, Comstock J, Mace GG, Jensen M, Jakob C. 2013. ARM Research In The Equatorial Western Pacific: A Decade And Counting. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94:695-708.
- Maddox RA. 1980. Mesoscale Convective Complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society* 61:1374-1387.
- Marshall JS, Hitschfeld W, Gunn KLS. 1955. Advances in Radar Weather. *Advances in Geophysics* 2:1-56.
- Marshall JS, Palmer WMK. 1948. The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology* 5:165-166.
- Marsham JH, Hobby M, Allen CJT, Banks JR, Bart M, Brooks B, J, Cavazos-Guerra C, Engelstaedter S, Gascoyne M, Lima AR, Martins JV, McQuaid B, O'Leary A, Ouchene B, Ouladichir A, Parker DJ, Saci A, Salah-Ferroudj M, Todd MC, Washington R. 2013. Meteorology and dust in the central Sahara: Observations from Fennec supersite-1 during the June 2011 Intensive Observation Period. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118:4069-4089.
- Mason BJ. 1971. *Physics of clouds 2ème édition*. Clarendon Press.
- Mather JH, Voyles JW. 2013. The ARM Climate Research Facility: A Review of Structure and Capabilities. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94:377-392.
- Mathon V, Laurent H. 2001. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 127:377-406.
- Mathon V, Laurent H, Lebel T. 2002. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology* 41:1081-1092.
- Matrosov SY, Korolev AV, Heymsfield AJ. 2002. Profiling Cloud Ice Mass and Particle Characteristic Size from Doppler Radar Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19:1003-1018.

- Matthews AJ. 2004. Intraseasonal variability over tropical Africa during northern summer. *Journal of Climate* 17:2427-2440.
- Maxwell-Garnet JC. 1904. Colours in metal glasses and metallic films. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 3:385-420.
- McFarquhar GM, Timlin MS, Rauber RM, Jewett BF, Grim JA, Jorgensen DP. 2007. Vertical Variability of Cloud Hydrometeors in the Stratiform Region of Mesoscale Convective Systems and Bow Echoes. *Monthly Weather Review* 135:3405-3428.
- Milbrandt JA, Yau MK. 2005. A Multimoment Bulk Microphysics Parameterization. Part II: A Proposed Three-Moment Closure and Scheme Description. *Journal of the Atmospheric Sciences* 62:3065-3081.
- Miller MA, Slingo A. 2007. The Arm Mobile Facility and Its First International Deployment: Measuring Radiative Flux Divergence in West Africa. *Bulletin of the American Meteorological Society* 88:1229-1244.
- Mishchenko MI, Travis LD, Mackowski DW. 1996. T-matrix computations of light scattering by nonspherical particles: A review. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer* 55:535-575.
- Mlawer EJ, Taubman SJ, Brown PD, Iacono MJ, Clough SA. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984-2012) 102:16663-16682.
- Moncrieff MW, Krueger SK, Gregory D, Redelsperger J-L, Tao W-K. 1997. GEWEX Cloud System Study (GCSS) Working Group 4: Precipitating Convective Cloud Systems. *Bulletin of the American Meteorological Society* 78:831-845.
- Moncrieff MW, Waliser DE, Miller MJ, Shapiro MA, Asrar GR, Caughey J. 2012. Multiscale Convective Organization and the YOTC Virtual Global Field Campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93:1171-1187.
- Montmerle T, Lafore J-P, Redelsperger J-L. 2000. A Tropical Squall Line Observed during TOGA COARE: Extended Comparisons between Simulations and Doppler Radar Data and the Role of Midlevel Wind Shear. *Monthly Weather Review* 128:3709-3730.
- Morrison H, Curry JA, Khvorostyanov VI. 2005. A New Double-Moment Microphysics Parameterization for Application in Cloud and Climate Models. Part I: Description. *Journal of the Atmospheric Sciences* 62:1665-1677.
- Morrison H, Pinto JO. 2006. Intercomparison of Bulk Cloud Microphysics Schemes in Mesoscale Simulations of Springtime Arctic Mixed-Phase Stratiform Clouds. *Monthly Weather Review* 134:1880-1900.
- Morrison H, Thompson G, Tatarskii V. 2009. Impact of Cloud Microphysics on the Development of Trailing Stratiform Precipitation in a Simulated Squall Line: Comparison of One- and Two-Moment Schemes. *Monthly Weather Review* 137:991-1007.
- Murakami T. 1979. Scientific objectives of the Monsoon Experiment (MONEX). *GeoJournal* 3:117-136.
- National Research Council. 1996. Learning to Predict Climate Variations Associated with El Nino and the Southern Oscillation: Accomplishments and Legacies of the TOGA Program. Washington D.C: The National Academic Press.
- Nesbitt SW, Cifelli R, Rutledge SA. 2006. Storm Morphology and Rainfall Characteristics of TRMM Precipitation Features. *Monthly Weather Review* 134:2702-2721.

- Nesbitt SW, Zipser EJ. 2003. The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity according to Three Years of TRMM Measurements. *Journal of Climate* 16:1456-1475.
- Newell RE. 1979. Climate and the ocean. *American Scientist* 67.
- North GR. 2003. GATE and TRMM. *Meteorological Monographs* 29:201-201.
- Okumura Y, Xie S-P. 2004. Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon*. *Journal of Climate* 17:3589-3602.
- Orlanski I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society* 56:527-530.
- Paulson CA. 1970. The Mathematical Representation of Wind Speed and Temperature Profiles in the Unstable Atmospheric Surface Layer. *Journal of Applied Meteorology* 9:857-861.
- Payne SW, McGarry MM. 1977. The Relationship of Satellite Inferred Convective Activity to Easterly Waves Over West Africa and the Adjacent Ocean During Phase III of GATE. *Monthly Weather Review* 105:413-420.
- Penide G, Giraud V, Bouniol D, Dubuisson P, Duroure C, Protat A, Cautenet S. 2010. Numerical simulation of the 7 to 9 September 2006 AMMA mesoscale convective system: Evaluation of the dynamics and cloud microphysics using synthetic observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:304-322.
- Penide G, Kumar VV, Protat A, May PT. 2013. Statistics of Drop Size Distribution Parameters and Rain Rates for Stratiform and Convective Precipitation during the North Australian Wet Season. *Monthly Weather Review* 141:3222-3237.
- Peyrille P. 2005. Etude idéalisée de la mousson Ouest-africaine à partir d'un modèle numérique bi-dimensionnel. In: Université Toulouse III.
- Plana-Fattori A, Protat A, Delanoë J. 2010. Observing ice clouds with a Doppler cloud radar. *Comptes Rendus Physique* 11:96-103.
- Planche C, Wobrock W, Flossmann AI, Tridon F, Van Baelen J, Pointin Y, Hagen M. 2010. The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation: A numerical study based on the COPS observations on 12 August 2007. *Atmospheric Research* 98:40-56.
- Plank VG, Berthel RO, Barnes AA. 1980. An Improved Method for Obtaining the Water Content Values of Ice Hydrometeors from Aircraft and Radar Data. *Journal of Applied Meteorology* 19:1293-1299.
- Plummer DM, Göke S, Rauber RM, Di Girolamo L. 2010. Discrimination of Mixed- versus Ice-Phase Clouds Using Dual-Polarization Radar with Application to Detection of Aircraft Icing Regions. *Journal of Applied Meteorology* 49:920-936.
- Probert-Jones JR. 1962. The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 88:485-495.
- Protat A, Delanoë J, Plana-Fattori A, May PT, O'Connor EJ. 2010. The statistical properties of tropical ice clouds generated by the West African and Australian monsoons, from ground-based radar-lidar observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:345-363.
- Protat A, Pelon J, Grand N, Delville P, Laborie P, Vinson J-P, Bouniol D, Bruneau D, Chepfer H, Delanoë J, Haeffelin M, Noël V, Tinel C. 2004. Le projet Rali : combinaison d'un radar et d'un lidar pour l'étude des nuages faiblement précipitants. *La Météorologie* 47:23-33.

- Pruppacher HR, Klett JD. 1996. *Microphysics of clouds and precipitation*. Springer. 954 p.
- Racz Z, Smith RK. 1999. The dynamics of heat lows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 125:225-252.
- Ramage CS. 1971. *Monsoon meteorology*. New York: Academic Press.
- Ramanathan V, Crutzen PJ, Lelieveld J, Mitra AP, Althausen D, Andersons J, Andreae MO, Cantrell W, Cass GR, Chung CE, Clarke AD, Coakley JA, Collins WD, Conant WC, Dulac F. 2001. Indian Ocean Experiment: An integrated analysis of the climate forcing and effects of the great Indo-Asian haze. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 106:28371-28398.
- Randall D, Krueger S, Bretherton C, Curry J, Duynkerke P, Moncrieff M, Ryan B, Starr D, Miller M, Rossow W, Tselioudis G, Wielicki B. 2003. *Confronting Models with Data: The GEWEX Cloud Systems Study*. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84:455-469.
- Redelsperger J-L, Lafore J-P. 1988. A Three-Dimensional Simulation of a Tropical Squall Line: Convective Organization and Thermodynamic Vertical Transport. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45:1334-1356.
- Redelsperger J-L, Thorncroft CD, Diedhiou A, Lebel T, Parker DJ, Polcher J. 2006. African monsoon multidisciplinary analysis - An international research project and field campaign. *Bulletin of the American Meteorological Society* 87:1739-1746.
- Reed RJ, Norquist DC, Recker EE. 1977. The Structure and Properties of African Wave Disturbances as Observed During Phase III of GATE. *Monthly Weather Review* 105:317-333.
- Reisner J, Rasmussen RM, Bruintjes RT. 1998. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 124:1071-1107.
- Rickenbach T, Nieto Ferreira R, Guy N, Williams E. 2009. Radar-observed squall line propagation and the diurnal cycle of convection in Niamey, Niger, during the 2006 African Monsoon and Multidisciplinary Analyses Intensive Observing Period. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012) 114(D13).
- Rickenbach TM, Rutledge SA. 1998. Convection in TOGA COARE: Horizontal Scale, Morphology, and Rainfall Production. *Journal of the Atmospheric Sciences* 55:2715-2729.
- Roca R, Berges JC, Brogniez H, Capderou M, Chambon P, Chomette O, Cloche S, Fiolleau T, Jobard I, Lemond J, Ly M, Picon L, Raberanto P, Szantai A, Viollier M. 2010. On the water and energy cycles in the Tropics. *Comptes Rendus Geoscience* 342:390-402.
- Rogers R, Yau MK. 1979. *A short course in cloud physics*. Butterworth-Heinemann.
- Roux F. 1985. Retrieval of Thermodynamic Fields from Multiple-Doppler Radar Data Using the Equations of Motion and the Thermodynamic Equation. *Monthly Weather Review* 113:2142-2157.
- Roux F. 1988. The West African Squall Line Observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and Thermodynamics of the Convective Region. *Journal of the Atmospheric Sciences* 45:406-426.
- Roux F, Ju S. 1990. Single-Doppler Observations of a West African Squall Line on 27-28 May 1981 during COPT 81: Kinematics, Thermodynamics and Water Budget. *Monthly Weather Review* 118:1826-1854.
- Roux F, Testud J, Payen M, Pinty B. 1984. West African Squall-Line Thermodynamic Structure Retrieved from Dual-Doppler Radar Observations. *Journal of the Atmospheric Sciences* 41:3104-3121.

- Rowe AK, Houze RA. 2014. Microphysical characteristics of MJO convection over the Indian Ocean during DYNAMO. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* early view.
- Rowell DP, Folland CK, Maskell K, Ward MN. 1995. Variability of summer rainfall over tropical north Africa (1906–92): Observations and modelling. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 121:669-704.
- Rowell DP, Milford JR. 1993. On the Generation of African Squall Lines. *Journal of Climate* 6:1181-1193.
- Russell B, Williams ER, Gosset M, Cazenave F, Descroix L, Guy N, Lebel T, Ali A, Metayer F, Quantin G. 2010. Radar/rain-gauge comparisons on squall lines in Niamey, Niger for the AMMA. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136:289-303.
- Rutledge SA. 1986. A Diagnostic Modeling Study of the Stratiform Region Associated with a Tropical Squall Line. *Journal of the Atmospheric Sciences* 43:1356-1378.
- Ryder CL, Highwood EJ, Rosenberg PD, Trembath J, Brooke JK, Bart M, Dean A, Crosier J, Dorsey J, Brindley H, Banks J, Marsham JH, McQuaid JB, Sodemann H, Washington R. 2013. Optical properties of Saharan dust aerosol and contribution from the coarse mode as measured during the Fennec 2011 aircraft campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13:303-325.
- Sauvageot H, Coulomb J. 1982. *Radarmétéorologie - Télédétection active de l'atmosphère*. Eyrolles.
- Schmetz J, Pili P, Tjemkes S, Just D, Kerkmann J, Rota S, Ratier A. 2002. An Introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *Bulletin of the American Meteorological Society* 83:977-992.
- Schumacher C, Houze RA. 2003. Stratiform Rain in the Tropics as Seen by the TRMM Precipitation Radar. *Journal of Climate* 16:1739-1756.
- Sellers WD. 1965. *Physical Climatology*. University of Chicago Press.
- Semazzi FHM, Sun L. 1997. The Role of Orography in Determining the Sahelian Climate. *International Journal of Climatology* 17:581-596.
- Simpson J, Adler RF, North GR. 1988. A Proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. *Bulletin of the American Meteorological Society* 69:278-295.
- Simpson J, Kummerow C, Tao W-K, Adler RF. 1996. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). *Meteorology and Atmospheric Physics* 60:19-36.
- Skamarock WC, Klemp JB, Dudhia J, Gill DO, Barker DM. 2008. *A description of the Advanced Research WRF version 3*. Boulder, Colorado, USA: *NCAR Technical Note*. 113 p.
- Skolnik MI. 1990. *Radar Handbook* 2nd edition. Mc Graw Hill Edition.
- Smith EA. 1986. The Structure of the Arabian Heat Low. Part II: Bulk Tropospheric Heat Budget and Implications. *Monthly Weather Review* 114:1084-1102.
- Sommeria G, Testud J. 1984. COPT 81: A Field Experiment Designed for the Study of Dynamics and Electrical Activity of Deep Convection in Continental Tropical Regions. *Bulletin of the American Meteorological Society* 65:4-10.
- Stephens GL, Vane DG, Boain RJ, Mace GG, Sassen K, Wang Z, Illingworth AJ, O'Connor EJ, Rossow WB, Durden SL, Miller SD, Austin RT, Benedetti A, Mitrescu C, Team TCS. 2002. The CloudSat mission and the A-Train. *Bulletin of the American Meteorological Society* 83:1771-1790.

- Stokes GM, Schwartz SE. 1994. The Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Program: Programmatic Background and Design of the Cloud and Radiation Test Bed. *Bulletin of the American Meteorological Society* 75:1201-1221.
- Straka J. 2009. *Cloud and Precipitation Microphysics : Principles and Parametrizations*. Cambridge University Press.
- Straka JM, Zrníc DS, Ryzhkov AV. 2000. Bulk hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. *Journal of Applied Meteorology* 39:1341-1372.
- Sultan B, Janicot S. 2000. Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters* 27:3353-3356.
- Sultan B, Janicot S. 2003. The West African monsoon dynamics. Part II: The "preonset" and "onset" of the summer monsoon. *Journal of Climate* 16:3407-3427.
- Taylor CM, Saïd F, Lebel T. 1997. Interactions between the Land Surface and Mesoscale Rainfall Variability during HAPEX-Sahel. *Monthly Weather Review* 125:2211-2227.
- Testud J, Le Bouar E, Obligis E, Ali-Mehenni M. 2000. The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17:332-356.
- Thompson G, Field PR, Rasmussen RM, Hall WD. 2008. Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. *Monthly Weather Review* 136:5095-5115.
- Thompson G, Rasmussen RM, Manning K. 2004. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: Description and sensitivity analysis. *Monthly Weather Review* 132:519-542.
- Thorncroft CD, Blackburn M. 1999. Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 125:763-786.
- Todd MC, Allen CJT, Bart M, Bechir M, Bentefouet J, Brooks BJ, Cavazos-Guerra C, Clovis T, Deyane S, Dieh M, Engelstaedter S, Flamant C, Garcia-Carreras L, Gandega A, Gascoyne M, Hobby M, Kocha C, Lavaysse C, Marsham JH, Martins JV, McQuaid JB, Ngamini JB, Parker DJ, Podvin T, Rocha-Lima A, Traore S, Wang Y, Washington R. 2013. Meteorological and dust aerosol conditions over the western Saharan region observed at Fennec Supersite-2 during the intensive observation period in June 2011. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118:8426-8447.
- Tomas RA, Webster PJ. 1997. The role of inertial instability in determining the location and strength of near-equatorial convection. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 123:1445-1482.
- Tomasini A, Lafore J-P, Piriou C, Roca R, Ramage K, Laurent H, Morel C, Senesi S. 2006. ATLAS on a climatology of West African Mesoscale Convective Systems. In.
- Trenberth KE, Dai A, Rasmussen RM, Parsons DB. 2003. The Changing Character of Precipitation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 84:1205-1217.
- Trenberth KE, Stepaniak DP. 2003. Seamless Poleward Atmospheric Energy Transports and Implications for the Hadley Circulation. *Journal of Climate* 16:3706-3722.
- Ulbrich CW, Atlas D. 1982. Hail Parameter Relations: A Comprehensive Digest. *Journal of Applied Meteorology* 21:22-43.
- Viltard A, De Félice P. 1979. Statistical Analysis of Wind Velocity in an Easterly Wave over West Africa. *Monthly Weather Review* 107:1320-1327.

- Viltard N, Burlaud C, Kummerow CD. 2006. Rain Retrieval from TMI Brightness Temperature Measurements Using a TRMM PR–Based Database. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 45:455-466.
- Waliser DE, Moncrieff MW, Burridge D, Fink AH, Gochis D, Goswami BN, Guan B, Harr P, Heming J, Hsu HH, Jakob C, Janiga M, Johnson R, Jones S, Knippertz P, Marengo J, Nguyen H, Pope M, Serra Y, Thorncroft C, Wheeler M, Wood R, Yuter S. 2012. The “Year” of Tropical Convection (May 2008–April 2010): Climate Variability and Weather Highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93:1189-1218.
- Walko RL, Cotton WR, Meyers MP, Harrington JY. 1995. New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. *Atmospheric Research* 38:29–62.
- Wang W, Bruyère C, Duda M, Dudhia J, Gill D, Lin HC. 2011. *ARW Version 3 Modelling System User’s Guide*. Boulder, Colorado, USA: NCAR.
- Ward MN. 1998. Diagnosis and Short-Lead Time Prediction of Summer Rainfall in Tropical North Africa at Interannual and Multidecadal Timescales. *Journal of Climate* 11:3167-3191.
- Webb EK. 1970. Profile relationships: The log-linear range, and extension to strong stability. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 96:67-90.
- Webster PJ, Bradley EF, Fairall CW, Godfrey JS, Hacker P, Houze RA, Lukas R, Serra Y, Hummon JM, Lawrence TDM, Russell CA, Ryan MN, Sahami K, Zuidema P. 2002. The JASMINE Pilot Study. *Bulletin of the American Meteorological Society* 83:1603-1630.
- Webster PJ, Houze RA. 1991. The Equatorial Mesoscale Experiment (EMEX): An Overview. *Bulletin of the American Meteorological Society* 72:1481-1505.
- Webster PJ, Lukas R. 1992. TOGA COARE: The Coupled Ocean—Atmosphere Response Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society* 73:1377-1416.
- Webster PJ, Toma VE, Kim H-M. 2011. Were the 2010 Pakistan floods predictable? *Geophysical Research Letters* 38.
- Weisman ML. 1992. The Role of Convectively Generated Rear-Inflow Jets in the Evolution of Long-Lived Mesoconvective Systems. *Journal of the Atmospheric Sciences* 49:1826-1847.
- Weisman ML, Klemp JB. 1982. The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy. *Monthly Weather Review* 110:504-520.
- Williams ER, Geotis SG, Bhattacharya AB. 1989. A Radar Study of the Plasma and Geometry of Lightning. *Journal of the Atmospheric Sciences* 46:1173-1185.
- Yang G-Y, Slingo J. 2001. The Diurnal Cycle in the Tropics. *Monthly Weather Review* 129:784-801.
- Yoneyama K, Zhang C, Long CN. 2013. Tracking Pulses of the Madden–Julian Oscillation. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94:1871-1891.
- Yuan J, Houze RA. 2013. Deep Convective Systems Observed by A-Train in the Tropical Indo-Pacific Region Affected by the MJO. *Journal of the Atmospheric Sciences* 70:465-486.
- Yuter SE, Houze RA. 1995. 3-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus 2. Frequency-distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Monthly Weather Review* 123:1941-1963.
- Zeng N, Neelin JD, Lau K-M, Tucker CJ. 1999. Enhancement of Interdecadal Climate Variability in the Sahel by Vegetation Interaction. *Science* 286:1537-1540.

-
- Zhang D, Anthes RA. 1982. A High-Resolution Model of the Planetary Boundary Layer—Sensitivity Tests and Comparisons with SESAME-79 Data. *Journal of Applied Meteorology* 21:1594-1609.
- Zheng X, Eltahir EAB. 1998. The Role of Vegetation in the Dynamics of West African Monsoons. *Journal of Climate* 11:2078-2096.
- Ziegler CL, Ray PS, Knight NC. 1983. Hail Growth in an Oklahoma Multicell Storm. *Journal of the Atmospheric Sciences* 40:1768-1791.
- Zipser EJ. 1969. The Role of Organized Unsaturated Convective Downdrafts in the Structure and Rapid Decay of an Equatorial Disturbance. *Journal of Applied Meteorology* 8:799-814.
- Zipser EJ. 1977. Mesoscale and Convective-Scale Downdrafts as Distinct Components of Squall-Line Structure. *Monthly Weather Review* 105:1568-1589.
- Zong R, Liu L, Yin Y. 2013. Relationship between cloud characteristics and radar reflectivity based on aircraft and cloud radar co-observations. *Advances in Atmospheric Sciences* 30:1275-1286.
- Zuluaga MD, Houze RA. 2013. Evolution of the Population of Precipitating Convective Systems over the Equatorial Indian Ocean in Active Phases of the Madden-Julian Oscillation. *Journal of the Atmospheric Sciences* 70:2713-2725.

RÉSUMÉ

Microphysique glacée des systèmes convectifs observés dans le cadre de Megha-Tropiques en Afrique de l'Ouest : comparaison des mesures aéroportées avec des radars sol et un modèle numérique.

La météorologie tropicale est un élément majeur pour le fonctionnement de l'atmosphère et pour le climat terrestre. Le satellite Megha-Tropiques regroupe des instruments de télédétection utilisant des algorithmes de restitution complexes. Cette thèse participe à la mise au point de stratégies de validation de ces algorithmes par l'acquisition d'une meilleure connaissance de la phase glacée des systèmes convectifs de méso-échelle (MCS) tropicaux, en s'appuyant sur la campagne de mesures réalisée à Niamey au Niger à l'été 2010.

De nombreux MCS à fort contenu en glace (IWC, Ice Water Content) ont été documentés à la fois par une instrumentation aéroportée, et par des radars au sol. Les informations obtenues grâce aux sondes aéroportées, et l'utilisation d'une loi masse-diamètre permettent de calculer une valeur de réflectivité $Z_{in-situ}$. Le développement d'une méthode de colocalisation des mesures réalisées par les radars sol sur la trajectoire de l'avion a abouti à la validation du calcul de $Z_{in-situ}$. La relation entre la réflectivité et l'IWC n'a pas été clairement observée pour le radar-précipitation du MIT. De plus, l'IWC est mieux documenté avec un radar-nuage qu'avec un radar-précipitation car ce dernier est trop sensible aux cristaux de grande taille. Les mesures *in-situ* s'avèrent donc indispensables pour obtenir l'information microphysique utile à la validation des algorithmes de restitution satellites et elles ne peuvent pas être remplacées par des mesures de réflectivités effectuées depuis le sol.

L'utilisation du modèle numérique WRF (Weather Research and Forecasting) pourrait également permettre de connaître au mieux les MCS. Pour le cas d'étude analysé dans cette thèse, la modélisation a généré une ligne de grains mais n'a pas reproduit correctement toutes les caractéristiques du MCS réellement observé. Des différences dynamiques et microphysiques sont apparues. L'analyse du champ de réflectivité simulé grâce aux CFAD (Contoured Frequency by Altitude Diagrams) a montré une sous-estimation de la réflectivité par rapport aux observations. L'utilisation du schéma microphysique de Morrison, plus complexe que celui de Thompson initialement employé, n'a pas permis d'améliorer les résultats. Les performances du modèle WRF ne sont pas encore suffisantes pour aider à la validation des algorithmes de restitution satellites.

Mots-clés : Megha-Tropiques, radars météorologiques, modélisation numérique, WRF, microphysique glacée

ABSTRACT

Ice microphysics in convective systems during Megha-Tropiques in Western Africa : comparison between airborne measurements, ground radars, and numerical modeling.

Tropical meteorology is a major issue for atmospheric physics and earth's climate. The Megha-Tropiques satellite combines several teledetection instruments which need complex restitution algorithms. This work contributes to the development of validation's strategies for these algorithms. This requires a better knowledge of the tropical mesoscale convective systems' (MCS) ice phase. In this thesis, we use data from the Niamey's (Niger) campaign, which took place during summer 2010.

Numerous MCS with high Ice Water Content (IWC) were analyzed with an airborne instrumentation and ground radars. Reflectivity $Z_{in-situ}$ is calculated using airborne microphysic probes' information and a mass-diameter relationship. A spatial and temporal interpolation technique is developed to colocalize the aircraft position with ground radar measurements. This method leads to the validation of $Z_{in-situ}$ calculation. The relationship between reflectivity and IWC is not satisfactory for the MIT precipitation radar. Moreover, the cloud radar gives better informations about the IWC than the precipitation radar. Indeed, precipitation radars are too sensitive to large ice crystals. Therefore, *in-situ* measurements are essential to get microphysic information in order to validate restitution algorithms used by satellites. They can't be replaced by ground based reflectivity measurements.

The WRF (Weather Research and Forecasting) model was used in order to get a better knowledge of MCS. In this work, we analyzed one case study. For this case, WRF generates a typical squall line but it doesn't correctly reproduce every observed characteristics. Several dynamical and microphysical differences appear between simulation and observations. The simulated reflectivity field is analyzed by CFAD (Contoured Frequency by Altitude Diagrams) and it shows a general underestimated reflectivity compared to the observations. The Thompson microphysic scheme is replaced by the more complex Morrison scheme, but this modification doesn't improve the results of the simulation. Consequently, the WRF model isn't yet efficient enough to help with the restitution algorithms' validation.

Keywords : Megha-Tropiques, weather radars, numerical modelling, WRF, ice microphysics
