



HAL
open science

Dynamique et microphysique des systèmes convectifs de l'Afrique de l'Ouest : Une analyse d'une ligne de grains par radar Doppler polarimétrique

Lamrani Nabil

► **To cite this version:**

Lamrani Nabil. Dynamique et microphysique des systèmes convectifs de l'Afrique de l'Ouest : Une analyse d'une ligne de grains par radar Doppler polarimétrique. Planète et Univers [physics]. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2008. Français. NNT : . tel-00358206

HAL Id: tel-00358206

<https://theses.hal.science/tel-00358206>

Submitted on 3 Feb 2009

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

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

Présentée et soutenue par *Nabil LAMRANI*
Le 7 novembre 2008

Titre : *DYNAMIQUE ET MICROPHYSIQUE DES SYSTEMES CONVECTIFS DE L'AFRIQUE DE L'OUEST :
UNE ANALYSE D'UNE LIGNE DE GRAINS PAR RADAR DOPPLER POLARIMETRIQUE*

JURY

Georges SCIALOM : Rapporteur
Jacques PARENT DU CHATELET : Rapporteur
Marielle GOSSET : Invitée
Sylvain COQUILLAT : Président du Jury
Michel CHONG : Directeur
Frank ROUX : Co-Directeur

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace*
Unité de recherche : *Laboratoire d'Aérodynamique*
Directeur(s) de Thèse : *Michel CHONG (Directeur) et Frank ROUX (Co-Directeur)*
Rapporteurs : *Georges Scialom et Jacques Parent du Chatelet*

A ma mère Nadia
A mon père Driss
A ma soeur Mounia
A mon frère Saad

*...And as we wind on down the road,
Our shadows taller than our soul,
There walks a lady we all know,
Who shines white light and wants to show
How everything still turns to gold.
And if you listen very hard,
The tune will come to you at last,
When all are one and one is all,
To be a rock and not to roll.*

Stairway to Heaven

Led Zeppelin

Remerciements

La page que vous êtes en train de lire est paradoxalement la dernière page que j'ai écrite dans ce manuscrit. J'ai longtemps imaginé le moment où je serai amené à l'écrire mais je n'avais jamais envisagé l'émotion avec laquelle je frapperai les touches de ce clavier pour la dernière fois. Après bien des épreuves, qui dépassent largement le cadre du texte que vous vous apprêtez à lire, des dizaines et des dizaines de noms se succèdent dans mon esprit comme autant de racines qui ont fait de moi, rencontre après rencontre, l'être que je suis devenu aujourd'hui.

C'est vers toi *Michel* que mes pensées se tournent en premier. "Merci" est probablement le mot que j'ai prononcé le plus souvent ces dernières années à chaque fois que je quittais ton bureau mais alors que j'achève les dernières corrections de ce manuscrit je ne peux m'empêcher d'avoir envie de le faire encore une fois, voire plus. Merci pour ta patience *Michel*. Merci pour tes nombreux conseils qui ont bien souvent dépassé le cadre de ta mission de Directeur de thèse. Merci pour m'avoir transmis la rigueur, le goût de l'effort et du travail bien fait. La première fois que je suis rentré dans ton bureau je n'étais qu'un simple enseignant qui ignorait qu'il allait recevoir la plus importante leçon de sa vie. Merci pour cette leçon *Michel*, du fond du coeur merci.

Des leçons, j'en ai reçu d'autres ces dernières années. Je pense à mes enseignants, qui m'ont offert ma vocation première, mais plus encore à vous *Frank, Robert, Jean-François, Sylvain, Dominique, Jean-Pierre* (x3), *Fabienne, Frédérique, Juan, Didier, Evelyne, Jérémy, Laurent, Serge* (x3) et tant d'autres. C'est au sein de l'Université Paul Sabatier, du Laboratoire d'Aérodynamique et plus largement de l'Observatoire Midi-Pyrénées que j'ai pu découvrir vos parcours et tous les aspects des métiers du Savoir et de la Recherche comme autant d'exemples à suivre. Travailler à vos côtés fût un plaisir et un grand privilège, à tous merci.

Je ne pourrais continuer ces remerciements sans me tourner vers mes rapporteurs *Georges Scialom* et *Jacques Parent Du Châtelet*. Vos conseils et vos éclairages durant la phase finale de ce travail ont été pour moi la confirmation du succès de cette thèse et en ce sens une expérience inouïe. Avoir eu l'honneur de vous avoir comme rapporteurs restera pour moi un souvenir inoubliable, merci à vous.

Pour autant, *Georges* je me dois de te remercier à nouveau au même titre que toi Marielle car c'est à vos côtés et ceux d'*Yvon, Lucas, Christophe, Ousman, Matthieu, Mohamed, Anderson, Fila, Laurence, Madeleine* et tant d'autres que j'ai partagé ce qui restera l'expérience humaine et scientifique la plus importante que j'ai vécue jusqu'à présent.

Sébastien, c'est bien plus qu'un merci qui t'est dédié. Toi et *Cécile* compterez toujours pour moi comme des membres de ma famille. A tous deux merci pour tant de choses. *Brice, Fabrice, Julien* et *Hamath* pour tout ce que l'on a traversé ensemble, je vous associe à ces voeux.

"Spécial dédicace" à *Sarah* et *Amandine*, aux tribus du LA, du LEGOS, du LATT, du CNRM, du CETP et de l'OPM, avec une pensée particulière pour *Ludo, Alex, Pedro, William, Bastien, Marc* et *Florence*.

Elodie, Mehdi, Myriam, Rebecca, Emma, Elisabeth vous m'avez soutenu dans cette épreuve plus que quiconque, c'est un peu de chacun d'entre vous qui se cache entre les lignes de ce manuscrit. Merci.

Je me tourne enfin vers ma terre et les miens pour les saluer. Il y a dix ans de cela vous avez laissé partir un enfant pour qu'il se réalise. C'est un homme qui vous revient, fier et honoré de compter parmi ses rencontres et ses amis tant d'êtres et tant de leurs leçons que je serai fier de vous conter et de vous enseigner.

Résumé

Dans le cadre du projet international AMMA, visant à documenter la variabilité de la Mousson Africaine de l'Ouest, le radar polarimétrique Doppler en bande-C, RONSARD, ainsi qu'un récepteur bistatique Doppler ont été déployés dans le nord du Bénin durant l'été 2006 pour appréhender la dynamique et la microphysique des systèmes convectifs caractéristiques de la Mousson.

La phase de préparation de cette campagne a été l'occasion de proposer une solution au problème posé par un réseau de radars Doppler monostatique-bistatique : la contamination des données bistatiques par les lobes secondaires de la fonction d'antenne du radar monostatique. Cette solution basée sur l'analyse variationnelle permet de s'affranchir du rejet systématique de données bistatiques contaminées, pratiqué jusqu'alors. Testée avec des données synthétiques, puis réelles, cette méthode permet d'utiliser l'ensemble des données échantillonnées et donc d'assurer des restitutions 3D de champs de vent sur des domaines plus importants en utilisant des méthodes Dual-Doppler classiques.

Durant la campagne, le récepteur bistatique n'a pas fonctionné, et, seul le radar RONSARD a assuré une acquisition de mesures exploitables sur le nord du Bénin. Aussi, l'étude de la ligne de grains du 28 juillet 2006, qui fait suite à la phase expérimentale, sera principalement basée sur ces données. La dynamique et la microphysique de ce système ont pu être détaillées à l'échelle convective et à la mésoéchelle. Sa dynamique, comparable à des études antérieures sur le même thème, nous a permis en la comparant à sa distribution particulière de mieux comprendre les processus microphysiques mis en jeu dans les différentes régions d'intérêt. Les restitutions microphysiques sont cohérentes avec les descriptions de la dynamique du système avec une évidente organisation des classes d'hydrométéores de la phase liquide en pluie fine, modérée et forte dans la partie convective d'une part, et, en pluie fine à modérée dans la partie stratiforme. A proximité de l'isotherme 0°C , une couche de mélange composée de neige mouillée a été identifiée. Concernant la région convective, la phase solide nous a montré une structure mixte de neige roulée et de grêle, piégée dans un environnement de cristaux de glace et de neige sèche. La fonte des particules solides et la coalescence de particules fines de pluie contribuent au renforcement des précipitations en pluie moyenne. A la mésoéchelle, l'analyse composite a fait apparaître le lien entre les panaches de mélange de neige roulée et de grêle avec le renforcement de la pluie moyenne ainsi que le rôle joué par l'évaporation sous la partie stratiforme de la ligne de grains.

Table des matières

Introduction générale	5
I Expériences et Méthodologies	9
1 Le projet d'étude de la mousson Africaine	13
1.1 Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine	13
1.2 Les périodes spécifiques d'observations d'AMMA	19
1.2.1 La LOP	19
1.2.2 L'EOP	21
1.2.3 La SOP	21
2 L'instrumentation	25
2.1 Le radar et sa mesure	25
2.1.1 Historique et description de l'instrument	25
2.1.2 Principe de la mesure	27
a - Localisation radiale et angulaire d'une cible	27
b - La mesure radar	31
2.1.3 Mesures dynamiques et microphysiques	34
a - Mesures dynamiques	34
b - Mesures microphysiques	37
2.2 Les radars météorologiques Doppler monostatique et bistatique	40
2.2.1 Géométrie d'un réseau de radar Doppler monostatique-bistatique	41
2.2.2 Lobes secondaires et problématique de restitution	43
3 Travaux préparatoires	47
3.1 Une autre approche pour décontaminer les mesures bistatiques	47
3.1.1 État de l'art	47
3.1.2 Une correction plutôt qu'un rejet	48
3.2 Article n ° 1 : A Variational Correction Method as an Alternative to Forced Rejection of Sidelobe-Contaminated Bistatic Doppler Measurements by M. Chong, N. Lamrani and M. Hagen. (JAOT, 2008, 25, 1939-1954)	49
3.2.1 Abstract	49

TABLE DES MATIÈRES

3.2.2	Introduction	50
3.2.3	Correcting for the sidelobe contamination of bistatic Doppler radar measurements	52
	a - The inverse problem of bistatic Doppler observations	52
	b - A variational least-squares inverse solution	54
3.2.4	Performances of the correction method	56
	a - Antenna characteristics and numerical datasets	56
	b - Sidelobe effects and correction	60
	c - Corrected vs uncorrected retrieved 3D wind fields	62
3.2.5	Application to observed data	67
3.2.6	Conclusion	73
4	L'expérience, le traitement des données	75
4.1	Déroulement de l'expérience	75
4.2	Le bruit et les échos de sol	77
4.3	Le Déploiement des vitesses Doppler	79
	4.3.1 Principe et méthodes	80
	4.3.2 La méthode Yamada-Chong	81
	4.3.3 Application aux données de RONSARD	85
4.4	Prétraitement des mesures polarimétriques	86
II	Résultats	91
1	Observations de la mousson africaine de l'ouest	95
1.1	Les Systèmes Convectifs de Moyenne échelle	95
	a - Les phénomènes convectifs	95
	b - Les MCSs	100
1.2	La Mousson Africaine de l'Ouest	103
	1.2.1 Eléments de circulation générale	103
	1.2.2 Circulation de Mousson, Jet Tropical d'Est et Jet d'Est Africain	105
	1.2.3 Activités Ondulatoires	108
1.3	Les lignes de grains tropicales	115
	1.3.1 Environnements des lignes de grains, observations à grande échelle et cycle de vie	115
	1.3.2 Dynamique et microphysique interne	119
2	Dynamique et microphysique de la ligne de grains du 28 juillet 2006	125
2.1	Exploitation des mesures radars	125
	2.1.1 Exploitation des mesures pour la dynamique	125
	a - Méthodes à un radar Doppler	125
	b - Méthodes à plusieurs radar Doppler	128
	2.1.2 Exploitation des mesures pour la microphysique	131

2.2	L'IOP du 28 Juillet 2006	136
2.3	Article n ° 2 : Kinematic and microphysical in the 28th July 2006 Squall line during AMMA Special Observing Period by N. Lamrani and M.Chong. (soumis au QJRMS, 2008)	137
2.3.1	Abstract	137
2.3.2	Introduction	138
2.3.3	Environmental characteristics : synoptic scale, surface observations and pre-squall environment	138
2.3.4	Analysis methods	145
	a - Derivation of Cartesian wind components	145
	b - Microphysical retrieval	147
2.3.5	Kinematics and microphysics	149
	a - Small-scale analysis	149
	b - Composite mesoscale analysis	151
2.3.6	Conclusion	156
	Conclusion et Perspectives	161
	Dictionnaire des acronymes	165
	Table des figures	167
	Liste des tableaux	175
	Liste des publications et des conférences internationales de l'auteur	177
	Bibliographie	179
	Le guide du RONSARD 2006	191

TABLE DES MATIÈRES

Introduction générale

Ce travail de doctorat concerne l'étude de la dynamique et de la microphysique des systèmes convectifs de l'Afrique de l'ouest à l'aide de radars météorologiques Doppler dans le cadre de l'expérience internationale d'Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine¹.

Depuis la nuit des temps, l'accès à l'eau a toujours été au centre de toute forme de vie sur Terre avant de devenir une question humaine et scientifique de premier plan. Le système précipitant, acteur incontournable du cycle de l'eau, se trouve ainsi au coeur d'un florilège de phénomènes étudiés dans ce laboratoire naturel qu'est l'atmosphère ; quand l'eau vient à manquer, il devient le centre d'intérêt absolu.

En sciences de l'atmosphère, le système précipitant est le système physique de référence. Sa dynamique, sa thermodynamique et sa microphysique sont autant de thèmes d'études permettant de rendre possible sa description en lien avec les autres disciplines des sciences de l'environnement. C'est ainsi que du point de vue du physicien, il est le lieu où les lois de disciplines variées (Mécanique des fluides, Thermodynamique, Électromagnétisme, Optique...) sont appliquées pour répondre aux questions scientifiques en suspens. Par ailleurs, comme dans d'autres disciplines dites macroscopiques, ce système a la particularité d'avoir des dimensions spatiales, grandes devant l'expérimentateur. En effet, tout se passe comme si ce dernier était dans "l'éprouvette", l'incitant à repousser au plus loin les techniques lui permettant de l'observer et d'en mesurer les caractéristiques. Une large part de ce travail de doctorat traite de ces techniques, et ce, de l'observation du système précipitant jusqu'à sa modélisation. C'est ainsi qu'un outil sera notamment mis à contribution tant son utilisation est devenue incontournable en physique de l'atmosphère : le radar météorologique Doppler. La maîtrise de cet héritier des combats technologiques de la seconde guerre mondiale est aujourd'hui une discipline à elle seule des sciences de l'atmosphère. Les "savoir-faire" inhérents à cet instrument sont nombreux car il s'agit non seulement de savoir le faire fonctionner dans des conditions atmosphériques parfois difficiles mais aussi de savoir traiter ses données.

¹AMMA

Comme dans toutes les disciplines modernes, une expérience de physique de l’atmosphère ne se réalise pas sans prix. Les coûts sont si importants que l’appréhension de systèmes précipitant de régions spécifiques du globe isolées technologiquement ne peut être faite que dans le cadre de projets de recherche d’envergure. Lorsqu’un thème de recherche devient prioritaire pour la communauté scientifique, tant ses incidences sur la nature sont nombreuses, de tels projets naissent. La seule préparation de ces projets peut prendre plusieurs années car elle implique aujourd’hui nécessairement l’investissement de plusieurs laboratoires et souvent de plusieurs pays. Leurs réalisations et leurs éventuels succès prennent alors un sens tout particulier. En cas de succès, ils permettent de constituer au demeurant une base de données expérimentales utile à toute la communauté scientifique.

Un tel projet baptisé AMMA a vu le jour au début des années 2000 pour répondre aux inquiétudes liées à la variabilité de la Mousson Africaine de l’Ouest². Ce travail de doctorat, démarré en septembre 2005, a pour point de départ la phase finale de préparation de cette campagne de mesure dite Période d’Observation Spéciale³. Durant cette SOP, qui s’est déroulée pendant l’été 2006, de nombreux instruments au sol et embarqués sur avions ont été utilisés pour étudier la structure et l’évolution des systèmes précipitant convectifs de l’Afrique de l’Ouest durant toute la saison des pluies.

En particulier, au sol, divers radars météorologiques Doppler ont fait partie de ce dispositif expérimental :

- le radar Doppler du MIT⁴ déployé à Niamey au Niger
- le radar polarimétrique Doppler en bande C RONSARD⁵ du CETP⁶ (Paris) déployé à Kopargo au Benin
- le radar Doppler en bande X X-port du LTHE⁷ (Grenoble) déployé à Djougou au Benin
- un récepteur bistatique Doppler fourni par le DLR⁸ déployé à Kolokondé au Benin

La dernière partie de ce dispositif, le récepteur bistatique, a particulièrement retenu notre attention car il allait être utilisé pour la première fois par des équipes françaises. Le travail préparatoire a permis d’approcher la problématique posée par l’utilisation d’un réseau constitué d’un radar classique dit monostatique et d’un récepteur bistatique et, en particulier, de proposer une solution au problème connu des radaristes sous le nom de “contamination des données bistatiques”. Après avoir étudié les solutions proposées dans la littérature notre attention s’est portée sur l’élaboration d’une approche nouvelle du problème. Ainsi, une méthode originale basée sur des techniques d’analyse variationnelle a pu être développée et testée avant la campagne effective de la SOP.

²MAO

³SOP pour *Special Observing Period* dans une terminologie anglophone

⁴Massachusetts Institute of Technology

⁵Recherche sur les Orages et les Nuages par un Système Associé de Radars Doppler

⁶Centre d’étude des Environnements Terrestre et Planétaires

⁷Laboratoire d’étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

⁸Intitut fur Physik der Atmosphere, DLR, Oberpfaffenhofen, Wessling, Allemagne

Durant l'été 2006 la SOP a été le lieu d'un apprentissage pratique particulièrement enrichissant. En renfort du CETP pour le déploiement et l'utilisation de RONSARD, c'est cette période qui a permis à l'auteur d'acquérir la connaissance pratique de la mesure par l'outil radar et toutes les tâches qui incombent au radariste en mission sur le terrain. Pannes matérielles, intendance, rédaction de notices, formation aux non initiés et autres informations aux populations locales ont constitué une expérience humaine et scientifique clef dans ce travail de doctorat.

Dès le retour de mission, le cas des données bistatiques a nécessité une approche différente de celle prévue initialement. En effet, le réseau monostatique-bistatique n'a pas fonctionné correctement durant la SOP. En somme, les mesures bistatiques acquises durant AMMA demeurent à ce jour inexploitable. Mais cet événement n'a finalement pas entravé nos chances de valoriser le début de ce travail de doctorat. En effet, suite à la présentation de nos résultats basés sur des simulations durant ERAD 2006⁹, nos partenaires allemands nous ont proposé des données bistatiques issues d'anciennes campagnes effectuées par le DLR afin d'éprouver notre méthode de correction.

Le centre des activités de ce travail de thèse a par la suite dû être dédié au dépouillement des données exploitables récoltées durant la campagne. Une analyse de données classique a donc été pratiquée, incluant notamment l'élimination des bruits et des échos de sol sur le signal ainsi que le dépliement des vitesses Doppler des données issues de RONSARD ; étapes incontournables avant toute exploitation de mesures radars.

La seconde partie de ce travail a consisté alors à étudier la dynamique et la description microphysique du système convectif le mieux échantillonné de la campagne : la ligne de grains du 28 juillet 2006 qui traversa le nord du Bénin. Les restitutions tridimensionnelles de champs de vents de ce cas d'étude ont été assurées par le biais de méthodes mono-Doppler impliquant RONSARD et la caractérisation microphysique de ce type de système, qui en soit est une nouveauté, a été assurée par l'exploitation des données polarimétriques disponibles, et ce, grâce à un algorithme de classification en neuf types d'hydrométéores basé sur la logique floue.

C'est ainsi que ce manuscrit s'organise autour de deux grandes parties distinctes. La première d'entre elles traite de la préparation de l'expérience et l'expérience elle-même. Nous nous proposons tout d'abord de situer le projet AMMA dans sa globalité puis d'insister sur les spécificités de la SOP. Ensuite, un chapitre bibliographique sur l'instrumentation impliquée dans l'expérience pose les bases essentielles de radarmétéorologie nécessaires à l'appréhension de ce manuscrit. Les développements sur le traitement des mesures du réseau monostatique-bistatique effectués durant la préparation de la campagne de mesure

⁹Fourth European conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Barcelona, Spain 18-22 September 2006

constituent le troisième chapitre suivi d'un chapitre traitant de l'expérience elle-même et des traitements classiques effectués sur les données radars.

Enfin, la seconde partie du manuscrit traite de l'étude entreprise grâce aux succès de l'expérience. Elle s'ouvre sur un chapitre visant à clarifier l'état des connaissances sur la MAO et les systèmes convectifs Ouest africains pour se poursuivre sur un chapitre dédié à l'étude d'un cas de ligne de grains africaine.

Première partie

Expériences et Méthodologies

Cette grande partie englobe l'ensemble des travaux préliminaires à l'expérience qu'ils soient d'ordre bibliographique ou méthodologique ainsi que les travaux préliminaires à l'exploitation des résultats. Elle s'organise autour de quatre chapitres :

- Il s'agit dans un premier chapitre d'introduire l'intérêt du projet AMMA dans sa globalité et plus spécifiquement nos objectifs dans l'étude des systèmes précipitants.
- L'instrumentation et en particulier le radar sont décrits dans un second chapitre. Deux points importants sont consacrés à la mesure microphysique par les radars et à la description des récepteurs bistatiques.
- Un troisième chapitre illustre ensuite le travail de préparation de la campagne de mesure en présentant une avancée méthodologique importante concernant les réseaux de radars Doppler monostatique-bistatique développée avant l'expérience. La publication sur ce thème soumise au *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* constitue le coeur de ce chapitre.
- Un dernier chapitre pratique vient conclure cette grande partie en y décrivant le traitement classique des mesures radars, nécessaire avant toute exploitation de celles-ci.

Chapitre 1

Le projet d'étude de la mousson Africaine

L'Afrique de l'Ouest est une des victimes directes de notre époque caractérisée par le réchauffement climatique. Dans cette région, l'apport annuel des précipitations est classiquement régi par un phénomène de mousson c'est-à-dire que l'apport d'eau par les précipitations sur une année est limité dans le temps et dans l'espace sur cette région. Ce phénomène autrefois régulier, qu'est la Mousson Africaine de l'Ouest¹, connaît depuis les dernières décennies une variabilité inter-annuelle et inter-décennale inquiétante dont l'un des plus forts signaux du 20ème siècle sur la planète fut observé sur tout le Sahel lors du passage des conditions humides des années 50 et 60 aux conditions beaucoup plus sèches des années 70 à 90. Les conséquences de ce passage furent dramatiques. Ainsi, les variations inter-annuelles marquées des décennies récentes qui ont eu comme conséquences des années extrêmement sèches, n'ont fait qu'aggraver l'impact environnemental et socio-économique du déficit d'ensemble. Le développement durable de toute cette région devant une telle variabilité est devenu central qu'il s'agisse de la dégradation des terres, des problèmes de sécurité alimentaire et surtout de l'accès à l'eau.

1.1 Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine

Le constat fait sur la MAO est sans équivoque. Deux figures résument à elles seules cette terrible situation.

La figure 1.1 montre l'inquiétante variabilité de la MAO de 1941 à 2001 illustrée par les moyennes des précipitations sur 20 stations de la région Soudano-sahélienne de l'Afrique de l'Ouest. Nous pouvons y voir en particulier le passage marqué d'une période humide précédant les années 70 à une période sèche depuis ces années jusqu'à nos jours.

La figure 1.2 inscrit ensuite la problématique de la variabilité de la MAO dans son contexte global. Nous pouvons y voir que le phénomène correspond tout simplement au déficit en

¹MAO

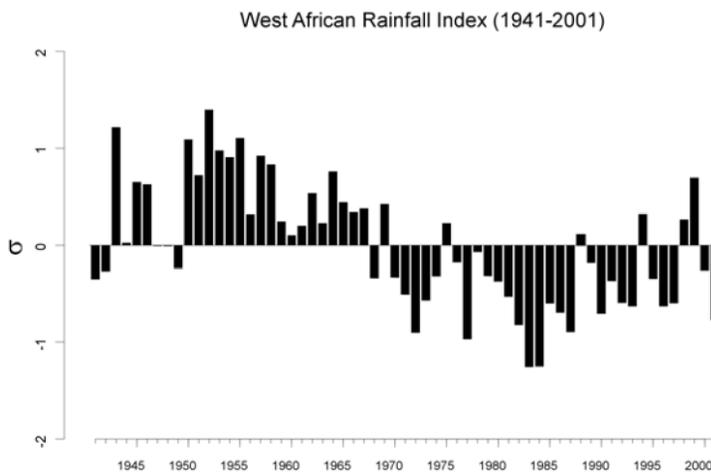


FIG. 1.1 – Série temporelle (1941 à 2001) des moyennes normalisées des précipitations d’avril à octobre de 20 stations de l’Afrique de l’Ouest soudano-sahélienne (11-18 Nord , à l’Ouest de 10 Est) suivant la méthode de *Lamb and Pepler* [1992], d’après "The International Science Plan for AMMA, May 2005". Plus précisément, l’index σ représente l’écart normalisé des précipitations R d’une année donnée par rapport à leur moyenne \bar{R} (soit $\sigma = (R - \bar{R})/\bar{R}$).

précipitation le plus important du globe durant le siècle dernier.

C’est devant un tel contexte, se dégradant d’année en année, que le besoin de disposer de prévisions saisonnières à inter-annuelles de la mousson et de ses impacts sur l’agriculture, l’eau et la santé est devenu vite essentiel. Car, bien que, par le passé, la MAO ait déjà motivé beaucoup d’efforts de recherches et ait déjà été étudiée de manière intensive (*e.g. Nicholson* [1981]; *Lamb* [1983]; *Folland et al.* [1986]; *Fontaine and Janicot* [1996] et *Le Barbé et al.* [2002] entres autres...), des lacunes fondamentales subsistaient encore dans la connaissance du système couplé atmosphère-terre-océan. Ces manques avaient empêché alors la communauté scientifique de comprendre les interactions complexes entre l’atmosphère, la biosphère et l’hydrosphère, qui gouvernent la dynamique et la variabilité de la MAO. Plus précisément, c’est un manque d’observations appropriées à travers le réseau opérationnel standard ou encore l’absence d’une surveillance continue de certains paramètres-clefs qui empêchaient le suivi de la MAO.

A l’époque des discussions autour d’un projet majeur concernant la MAO, le bilan était simple. Les modèles numériques utilisés en prévision reproduisaient mal les caractéristiques fondamentales des précipitations sur l’Afrique de l’Ouest et l’Atlantique Tropical. Ces erreurs étaient particulièrement systématiques dans les modèles lorsqu’il s’agissait de représenter les cycles journaliers, saisonniers et annuels. De plus, l’intégration des travaux scientifiques sur la variabilité de la MAO et ceux axés sur les applications concernant les

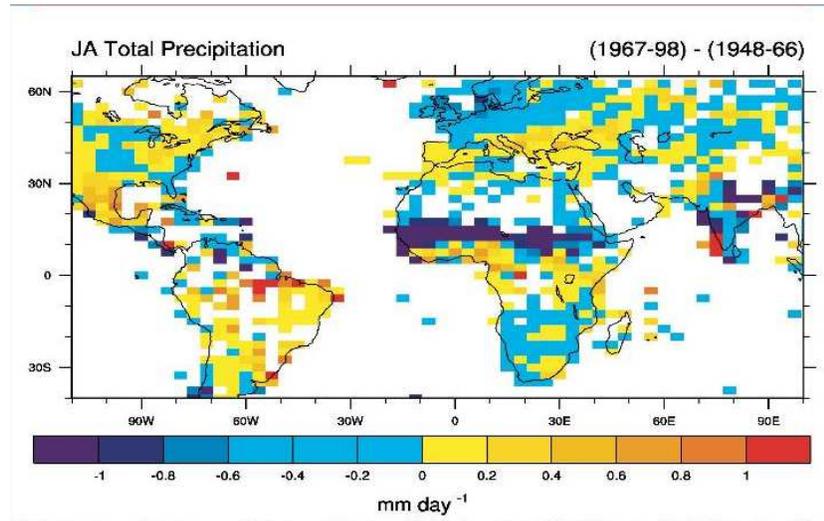


FIG. 1.2 – Différences des précipitations (en mm par jour) totalisées entre les périodes de (1967-1998) et (1948-1966) durant l'été austral (juillet-août) estimées grâce aux enregistrements de surface (Construit par le Dr. Mike Hulme du *Climatic Research Unit* de l'*University of East Anglia*, Norwich, Royaume uni); d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005"

secteurs de l'alimentation, de l'eau et de la santé n'avait jamais été entreprise.

Deux autres points, spécifiquement scientifiques, méritent d'être soulignés. Tout d'abord, le fait que la MAO joue un rôle important dans le système climatique de notre planète. Car, l'Afrique étant l'une de ses principales sources de chaleur d'origine continentale, la migration méridienne de cette source et les circulations régionales associées ont un impact direct sur les régions avoisinantes. Citons l'exemple connu de la corrélation entre les précipitations au Sahel et la fréquence des cyclones sur l'Atlantique.

Ensuite, le fait que l'Afrique de l'Ouest soit une région importante de sources d'émission des précurseurs de gaz à effet de serre² constitue le second point. En effet, la biomasse brûlant dans les écosystèmes africains de savane et de forêt contribue à environ 20% de la combustion totale de biomasse sur le globe. Et le transport sur de longues distances des gaz traces hors de l'Afrique de l'Ouest a également des implications significatives pour la capacité d'oxydation globale de l'atmosphère (capacité contrôlant la masse de beaucoup de GES), pour le changement global du climat et pour les transports vers la stratosphère de certains gaz essentiels tels que la vapeur d'eau et les espèces chimiques entrant dans le cycle de l'ozone.

²GES

C'est dans la volonté de combler ces manques que le projet d'Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine a été conçu. La communauté AMMA, la communauté de scientifiques à la base de ce projet, résuma alors ses objectifs principaux de la façon suivante en disant qu'il s'agissait :

- (i) D'améliorer notre compréhension de la MAO et son influence sur l'environnement physique, chimique et de la biosphère aux échelles régionale et globale.
- (ii) De produire les connaissances qui permettront de relier la variabilité du climat aux problèmes de santé, de ressources en eau et de sécurité alimentaire pour les nations d'Afrique de l'Ouest et définir les stratégies de surveillance appropriées.

AMMA s'est voulue faire ainsi le lien entre observations, analyses des données et modélisation numérique sur une large gamme d'échelles d'espace et de temps. Dynamique de la mousson et interactions d'échelle, cycle continental de l'eau, aérosols, chimie atmosphérique, alimentation, ressources en eau et santé sont les thèmes scientifiques sur lesquels porte le projet.

Ainsi, AMMA s'articule autour de quatre objectifs précis. Premièrement, du point de vue de la connaissance scientifique, il s'agit de réaliser des recherches détaillées sur les processus physiques et chimiques influençant le système couplé terre-océan-atmosphère en Afrique de l'Ouest avec pour but de quantifier tant les interactions au sein de ce système que les impacts sur le climat local, régional et global. On cherche par exemple à améliorer les prévisions météorologiques et les simulations du climat de l'Afrique de l'Ouest (échelles saisonnières, échelles plus longues), pour produire des scénarii de changement du climat futur. Deuxièmement, du point de vue des implications socio-économiques, il s'agit de caractériser l'impact de la variabilité du climat de l'Afrique de l'Ouest sur les ressources en eau, la sécurité alimentaire, la santé et les stratégies de développement, et, d'étudier la rétroaction des activités humaines sur la variabilité de climat. En effet, la pression anthropique joue un rôle clé dans la dégradation de la surface qui, à son tour, peut modifier la variabilité des précipitations. Troisièmement, en termes de stratégie d'observation il a été nécessaire d'implanter un réseau intégré de mesures multi-échelles fournissant les paramètres clefs pour une recherche scientifique multidisciplinaire. Quatrièmement, il a également été important de prendre en compte la formation en association avec les établissements africains; en développant des activités intégrées de formation et d'éducation pour les institutions techniques et de recherche en Afrique. Enfin, la prévision d'un système d'archivage à long terme a été primordiale.

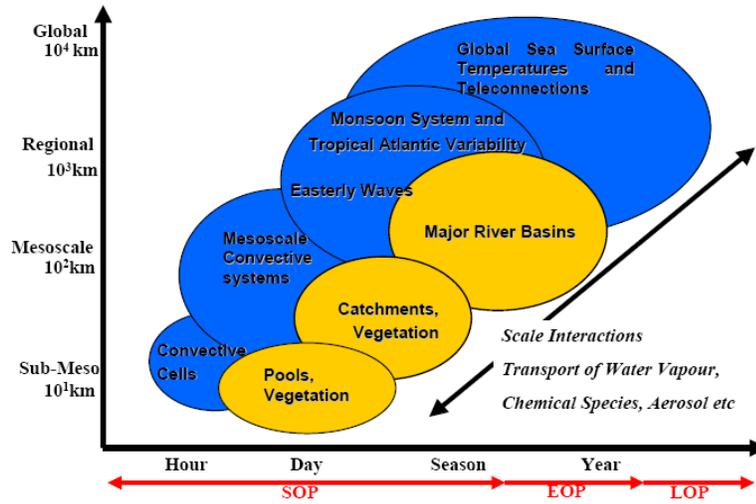


FIG. 1.3 – Schéma simplifié de l'ensemble des phénomènes clés de la MAO avec leurs échelles spatiales et temporelles respectives. La flèche indique l'importance de l'interaction d'échelles et des processus de transport au sein de la MAO. d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005".

En particulier, c'est le troisième objectif d'AMMA qui présente le caractère le plus ambitieux du point de vue des stratégies d'observation de par ses spécificités multi-échelles et multidisciplinaires, car, les systèmes d'observation avant le projet ne fournissaient pas toutes les informations requises pour comprendre et quantifier les interactions entre processus et échelles au sein de la MAO. En effet, la gamme des échelles à couvrir est très vaste : allant du local au régional (la totalité de l'Afrique de l'Ouest) et au delà (global). La figure 1.3 est illustrative de cette gamme en montrant un schéma simplifié des phénomènes clés de la MAO avec leurs échelles spatiales et temporelles respectives. La stratégie d'observation a donc été une association entre mesures fournies par les réseaux opérationnels, dont une grande attention a été prêtée à la collecte et l'archivage des données en collaboration étroite avec les pays africains, et observations spécifiques concentrées sur une fenêtre sous-régionale, sur laquelle on a cherché à coordonner les observations à long terme de différents projets en cours (citons CATCH, IMPETUS, INTEO, GLOWA-Volta, AERONET, IDAF³).

La figure 1.4 montre la région Ouest africaine en précisant les différents sites d'observation ainsi que la sous-fenêtre béninoise où est situé le mésosite instrumenté de Djougou ; site dans lequel les instruments utilisés dans ce travail de thèse se trouvaient durant la campagne.

³c.f dictionnaire des acronymes en annexe

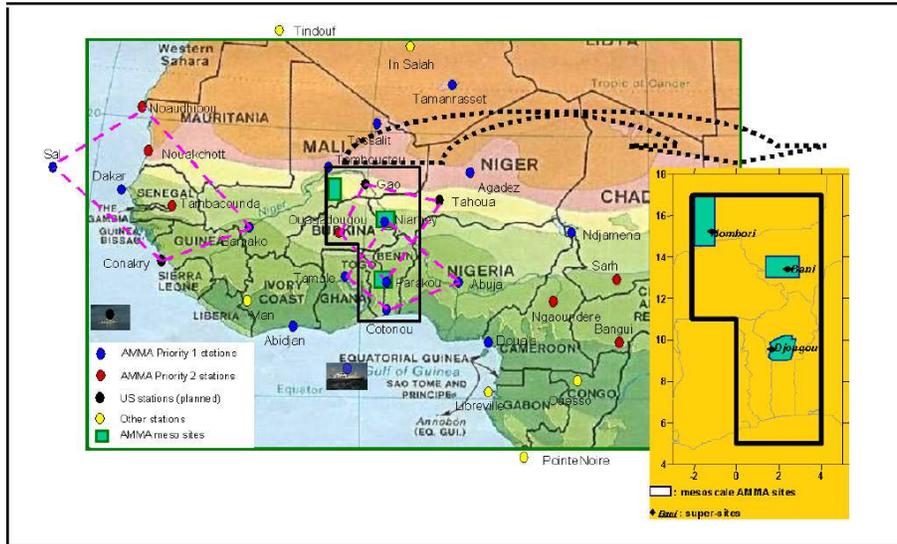


FIG. 1.4 – Implantation des sites d'observations de la campagne AMMA basée sur des réseaux entrecroisés. Les cercles indiquent le réseau de sites de sondage atmosphérique mis en place durant la SOP. d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005"

En ce qui concerne la stratégie temporelle, AMMA a donc été construit comme un projet pluriannuel reposant sur trois périodes d'observation représentées dans la figure 1.3 :

- Une période d'observation à long terme (LOP⁴) concernée par deux types de données. Tout d'abord, le grand nombre d'informations non archivées collectées durant les 50 dernières années (bénéfiques pour une étude de la variabilité interannuelle à décennale). Puis les observations à long terme supplémentaires qui ont été mises en place.
- Une période d'observations renforcées (EOP⁵), conçue pour servir de lien entre la LOP et la SOP, en documentant le transect climatique du cycle annuel des paramètres atmosphériques et de surface aux échelles convectives à synoptiques de 2004 à aujourd'hui.
- La troisième période que constitue la SOP s'est focalisée en 2006 sur des observations détaillées de processus spécifiques (début de mousson, maximum de mousson et retrait de mousson). Des recommandations pour de futurs réseaux optimaux en ont découlé, permettant ainsi de répondre à une attente importante des services africains et des agences régionales.

⁴Long Observing Period

⁵Enhanced Observing Period

Enfin, il est à noter que des observations multidisciplinaires intensives ont été effectuées pendant des périodes spécifiques, en se concentrant sur la compréhension des principaux processus de la MAO. On a testé de surcroît l'apport d'observations additionnelles permanentes, en utilisant les systèmes de modélisation et d'assimilation existants.

1.2 Les périodes spécifiques d'observations d'AMMA

Ici, nous discutons plus précisément du contenu des différentes phases spécifiques d'observations que sont la LOP, l'EOP et la SOP (figure 1.5) en dégagant nos intérêts et l'objet visé par le présent manuscrit.

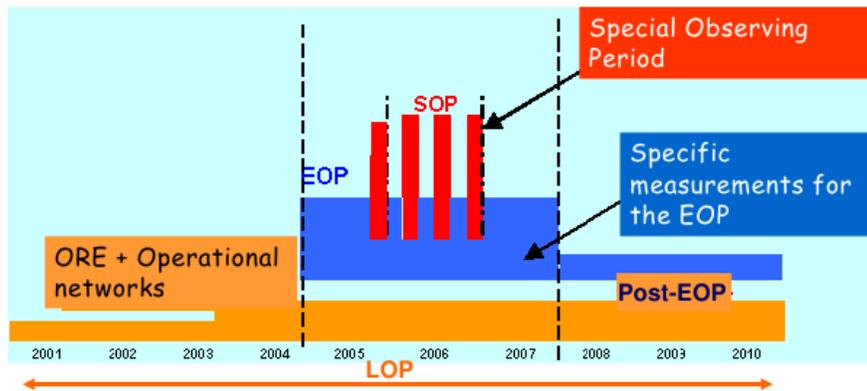


FIG. 1.5 – Les périodes d'observations AMMA. d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005"

1.2.1 La LOP

Les objectifs poursuivis par la LOP sont situés (i) dans le domaine de la documentation des variabilités pluri-annuelles, (ii) dans l'étude de certains processus qui ne peuvent être bien compris que sur la base d'observations de longue durée et enfin (iii) dans le domaine de la modélisation. En somme, il a été nécessaire de mieux documenter la variabilité interannuelle de la dynamique de mousson et de ses impacts et de comparer l'état actuel du système avec des états antérieurs pour détecter d'éventuelles dérives significatives. La LOP a visé à observer de manière simultanée et cohérente les différents compartiments qui ont joué un rôle clef dans la dynamique de mousson, et ce sur plusieurs cycles annuels. Le maintien du dispositif de suivi à long terme permet aujourd'hui de valider le fonctionnement de modèles de surface continentale en développement sur la région. AMMA s'est appuyé sur des systèmes d'observations spécifiques qui ne couvrent pas toute la région mais qui ont

fourni un échantillonnage des principaux systèmes éoclimatiques rencontrés en Afrique de l'Ouest.

Parmi les Observatoires de Recherche en Environnement⁶ qui ont couvert la région AMMA nous pouvons citer sur l'océan :

- PIRATA qui a visé les flux Océan-atmosphère grâce à 10 bouées atlas dans l'océan Atlantique ; 5 gérées par l'IRD, situées à 23 ° W-0 ° N, 10 ° W-0 ° N, 0 ° E-0 ° N, 10 ° W-6 ° S et 10 ° W-10 ° S ; 5 gérées par le Brésil, situées à 35 ° W-0 ° N, 38 ° W-4 ° N, 38 ° E-8 ° N, 38 ° W-12 ° N et 38 ° W-15 ° N.
- SSS, qui a visé la température et la salinité de surface, et qui, depuis 2003, a géré les données des navires marchands, dont le réseau est entretenu par l'IRD dans la partie centrale et Est du bassin Atlantique tropical.

Citons par ailleurs, les bouées dérivantes de surface qui ont fourni des mesures de SST dans le cadre du Global Drift Programme du GOOS et les bouées dérivantes profondes qui ont fourni au quotidien des profils de température et de salinité dans le cadre du programme ARGO et de sa composante française CORIOLIS.

Enfin sur le continent les OREs :

- CATCH qui, sur un ensemble de trois sites, s'est consacré à l'étude du cycle hydrologique et à son couplage avec la dynamique de la végétation. Ces trois sites sont le Gourma qui couvre 25000 km^2 au Mali (2 ° W-1 ° W ; 14 ° 30' N-17 ° 30' N), la zone du Kori de Dantiandou au Niger (16000 km^2 ; 1 ° 40' E-3 ° E ; 13 ° N-14 ° N) et le bassin de l'Ouémé (14600 km^2 ; 1 ° 30' E-2 ° 45' E ; 9 ° N-10 ° 10' N).
- IDAF, un réseau de 5 stations recueillant les dépôts atmosphériques pour l'analyse chimique dont 3 ont été installées sur les sites de CATCH et 2 en zone de forêt (Zoélé, Cameroun ; Lamto, Côte d'Ivoire).
- PHOTONS, un réseau de 8 stations dédiées à la mesure de l'impact radiatif des aérosols dont 4 ont formé un transect sahélien (Sal, M'Bour, Ouagadougou et Bani-zoumbou), 2 se sont situées plus au Nord (Agoufou au Mali et Dakhla au Maroc), et 2 au Sud (Illorin au Nigéria et Djougou au Bénin).

Citons également d'autres dispositifs de long terme qui ont collaboré au sein de AMMA comme GLOWA - de financement allemand : GLOWA-Impetus sur l'Ouémé et GLOWA-Volta sur la Volta au Burkina-Faso et au Ghana - et le bassin du Nakambé tenu par l'EIER et l'INRAB au Burkina.

⁶ORE

Pour terminer, la LOP a également inclu les réseaux opérationnels d'observation atmosphérique, et un intérêt tout particulier a été apporté au réseau de radio-sondage ainsi qu'aux observations de surface par le réseau synoptique puisque ces dernières sont cruciales pour l'analyse climatique directe mais aussi afin d'être assimilées dans les modèles de prévisions numériques tels que le modèle européen ECMWF.

1.2.2 L'EOP

Il a été absolument nécessaire d'améliorer la documentation de certains processus clefs comme par exemple le rôle des conditions de surface continentale sur la mise en place de la mousson d'été, ou bien le rôle du contenu en eau des sols sur les effets mémoire inter-saisons, et ce, sur plusieurs cycles saisonniers pour mieux comprendre ce qui gouverne la mise en place de la mousson et sa dynamique saisonnière. Ce rôle a été joué par l'EOP dont la spécificité a été de se situer entre la LOP et la SOP, et ce, dans la mesure où (1) elle a duré moins longtemps que la LOP mais en associant des moyens de mesures plus importants (réseau de radiosondage renforcé, stations de mesures de flux, radar météorologique Doppler en bande C et bande X, radar UHF/VHF et systèmes GPS entre autres), (2) elle a disposé de moins de moyens de mesure que la SOP mais a assuré une continuité temporelle plus forte et plus longue, s'étirant sur plusieurs cycles saisonniers et permettant de préciser les contextes spécifiques dans lesquels se sont déroulées les différentes phases de la SOP.

Le renforcement des observations sur les sites de méso-échelle s'est fait de deux manières : (i) en densifiant dans l'espace l'instrumentation mise en place et (ii) en installant les instruments permettant d'observer les variables non mesurées en LOP car ces instruments ont été trop coûteux ou trop difficiles à mettre en oeuvre sur une très longue période. L'échelle régionale n'a pas été négligée, on a procédé à : (i) la remise en état et la modernisation des réseaux de stations de radio-sondage ; (ii) l'installation de nouveaux instruments déployés en réseaux (le GPS par exemple). A ce dispositif continental se sont ajoutées des mesures océaniques menées à bien par un navire de recherche français au cours de deux campagnes, en juin et septembre, pour chaque année de l'EOP.

Notons enfin que certains instruments comme les GPS, les radars UHF/VHF, les stations aérosols et lidar sont restés en place après l'EOP impliquant que les observations de la LOP sur la période 2008-2010 seront plus nombreuses que la période initiale 2001-2004.

1.2.3 La SOP

C'est donc durant l'année 2006 que s'est déroulée la SOP axée sur l'étude des processus spécifiques aux principales phases qui constituent un cycle de mousson :

- (i) la phase sèche qui dure de novembre à février (SOP0)

- (ii) la phase d'installation qui se termine par le saut de mousson (fin juin, SOP1)
- (iii) la phase de mousson établie caractérisée par le pic de la saison des pluies au Sahel et une petite saison des pluies sur la côte (SOP2).
- (iv) la période favorable à la formation des cyclones sur l'Océan Atlantique, qui s'étend de mi-août à mi-octobre (SOP3).

Soulignons que cette période ne correspond pas en elle-même à une phase de mousson mais qu'elle présente un intérêt spécifique du fait que les cyclones qui atteignent les côtes Est des États-Unis ont leur origine en Afrique de l'Ouest.

En réalité, comme le déploiement lourd de la SOP (avions et ballons) ne pouvait pas avoir lieu sur une année entière, seule une portion de chaque phase du cycle saisonnier a été documentée par un dispositif intensif alliant mesures aéroportées et mesures au sol. Les instruments et plates-formes de mesures déployés au cours de ces sous-périodes ont fourni les observations spécifiques nécessaires pour bien documenter les particularités de chaque phase de la mousson.

Des instruments d'observations basés au sol, tels que la station ARM d'étude des bilans radiatifs ont été déployés sur toute l'année de la SOP. D'autres systèmes ont été installés sur une durée plus limitée en fonction de certaines priorités scientifiques comme, par exemple, les radars météorologiques destinés à étudier les précipitations de manière détaillée, ou les lidars destinés à étudier la diffusion de la lumière par les poussières, et donc leur impact radiatif. Enfin, certains réseaux de l'EOP comme le réseau GPS et UHF/sodars ont été renforcés par des stations fonctionnant sur toute l'année 2006.

D'autre part, les navires, les ballons et les avions, dont la mise en oeuvre était par nécessité de durée limitée, ont été déployés de manière coordonnée avec les instruments au sol au cours de sous-périodes spécifiques. En particulier, le pic d'activité de la SOP a été la SOP2-a2 au cours de laquelle 5 avions de recherche étaient basés au Niger et au Burkina durant le coeur de la saison des pluies de mi-juillet à fin-août. Notez que c'est cette période qui sera privilégiée dans cette étude.

Comme lors de campagne de mesures passées, telle que MAP⁷ (*Bougeault et al.* [2001]) ou COPT81⁸ (*Sommeria and Testud* [1984]), nous nous intéressons aux études sur les systèmes précipitants convectifs à l'aide de radars Doppler qui permettent d'accéder aux champs de vent et de réflectivité : paramètres clefs dont la connaissance intéresse toutes les disciplines de la physique de l'atmosphère et de l'environnement au sens large. Car, comme indiqué dans l'introduction, un ensemble de radars météorologiques Doppler a été déployé durant la SOP2 de AMMA. Il s'agit :

⁷Mesoscale Alpine Project, 1998

⁸Convection Profonde Tropicale, 1981

- du radar Doppler du MIT⁹ déployé à Niamey au Niger qui a fonctionné de juillet à septembre 2006 de façon continue ;
- du radar polarimétrique Doppler en bande C RONSARD¹⁰ du CETP¹¹ (Paris) déployé à Kopargo au Bénin qui a fonctionné de juin à septembre 2006 et a échantillonné une quarantaine de systèmes ;
- du radar Doppler en bande X X-port du LTHE¹² (Grenoble) déployé à Djougou au Bénin qui a fonctionné de la même façon ;
- et d'un récepteur bistatique Doppler fourni par le DLR¹³ déployé à Kolokondé au Bénin

Il est important de préciser que celui-ci a fourni des données inexploitable dans la mesure où pour fonctionner il devait être en permanence relié par WIFI à RONSARD et que cette connexion a souffert de problèmes d'atténuation de signal liés à l'humidité issue du couvert végétal qui séparait les deux radars.

Cependant, en prévision des problèmes de contamination intrinsèques aux données bistatiques, une longue phase de travail préparatoire à la SOP avait été consacrée à un tel réseau. Ainsi, une partie de ce travail de thèse a été consacrée à trouver une alternative aux solutions proposées dans la littérature sur ce sujet avant l'intervention dans la SOP (*c.f. Chapitre 3*). Comme nous le verrons c'est grâce à des données pré-existantes recueillies en Europe que cette alternative a été validée.

Par ailleurs, tout comme dans le cadre de COPT81, et dans l'hypothèse de stationnarité des phénomènes observés, RONSARD nous a livré une série d'observations nous permettant d'envisager, sous son aspect tridimensionnel de méso-échelle, l'étude des systèmes précipitants de la MAO. De plus, les améliorations récentes qui ont été opérées sur RONSARD par le CETP, lui ont permis d'assurer des mesures microphysiques en complément des mesures dynamiques (*c.f. Partie 2 : Résultats*).

⁹Massachusetts Institute of Technology

¹⁰Recherche sur les Orages et les Nuages par un Système Associé de Radars Doppler

¹¹Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires

¹²Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement

¹³Intitut für Physik der Atmosphäre, DLR, Oberpfaffenhofen, Wessling, Allemagne

Chapitre 2

L'instrumentation

Ce chapitre a pour vocation de présenter l'instrumentation qui a permis ce travail de thèse. Les radars météorologiques Doppler, instruments appropriés dans l'appréhension de la dynamique des systèmes convectifs, y prennent toute leur place. Les mesures dynamiques et microphysiques ainsi que les différents types de radars concernés par ce travail y sont décrits.

2.1 Le radar et sa mesure

2.1.1 Historique et description de l'instrument

L'instrument qui nous occupera ici, est né d'une longue chaîne d'événements qui commence par James Clerk Maxwell en 1864 et Heinrich Rudolf Hertz en 1889, en ouvrant la voie à ce qui sera au début du XXe siècle les fondements théoriques du radar (acronyme anglais de RAdio Detection and Ranging). Le premier décrivant les lois de l'électromagnétisme et comment travailler sur leurs sources. Le second montrant que les ondes électromagnétiques sont réfléchies par les surfaces métalliques. En 1904, après le développement des antennes par Marconi entre autres pour la radio et TSF, l'allemand Christian Hülsmeier démontre la possibilité de détecter la présence de bateaux dans un brouillard très dense avec le "Telemobiloskop". Nikola Tesla établit les principes théoriques du futur radar en 1917, mais il faudra attendre des études systématiques sur le magnétron en 1934 pour voir aboutir en France le premier radar à ondes décimétriques. En 1935 Robert Watson-Watt dépose en Grande Bretagne le brevet dit "officiel" du radar et l'année suivante le Hongrois Zoltan Lajos Bay produit un autre de ses premiers modèles opérationnels. De manière générale, on peut considérer que le radar était quasiment prêt dans sa forme actuelle à l'aube de la Seconde Guerre mondiale mais c'est l'expérience opérationnelle au combat qui a poussé les ingénieurs à trouver ses nombreuses améliorations techniques. Les radars aéroportés ont ainsi été développés pour donner la possibilité aux engins aériens de procéder aux bombardements et ce, notamment de nuit, alors que l'on menait également des expérimentations sur la polarisation. Lors de son utilisation opérationnelle durant cette

guerre, les opérateurs des armées alliées constatèrent la présence d'artefacts, de bruit dans les images qui s'avérèrent être des échos venant de précipitations (pluie, neige, etc.). Ceci conduira au développement des radars météorologiques après la fin des combats (*Blanchard [2004]*).

En physique de l'atmosphère, le radar météorologique constitue aujourd'hui l'outil d'investigation privilégié des nuages et des précipitations. Il est complémentaire des mesures in-situ réalisées par ballons, sondes, fusées et avions car ces derniers réalisent des observations localisées dans le temps et l'espace à l'aide de capteurs envoyés à l'intérieur même du système étudié. A l'inverse, le radar offre l'avantage de pouvoir suivre à distance et en temps réel l'évolution tridimensionnelle de grands volumes, avec une haute résolution spatiale, sans perturber physiquement la cible observée. Ainsi, selon le type de radar utilisé, les différentes caractéristiques des nuages et des précipitations peuvent être mesurées sur des domaines couvrant plusieurs dizaines de km autour de l'instrument.

Les radars se distinguent par la fréquence f_o de l'onde électromagnétique qu'ils émettent. On désigne d'ailleurs le domaine d'utilisation d'un radar par la bande de fréquence du spectre électromagnétique à laquelle appartient sa fréquence d'émission. Le tableau 2.1 donne des valeurs typiques de fréquence d'émission, de longueur d'onde ($\lambda_o = c/f_o$, avec c la vitesse de la lumière dans le vide approximée à 3.10^8 m.s⁻¹) et les noms de bande de fréquences correspondantes.

Compte tenu de ces longueurs d'ondes, les cibles visées par l'instrument sont les hydrométéores¹ des systèmes précipitant *i.e.* la partie condensée de l'eau atmosphérique, soit, l'ensemble des particules dans l'état liquide ou solide au sens de la mécanique des fluides et de la thermodynamique.

TAB. 2.1 – Exemples de fréquences typiques d'émission d'un radar f_o , de longueurs d'onde λ_o et de bande de fréquences correspondantes.

f_o (en GHz)	λ_o (en cm)	Bande de fréquences
3	10	S
5	5	C
10	3	X
35	0,86	Ka
94	0,32	W

¹contraction des mots "hydro" et "météore" issus du grec "hudôr" et "meteôra" signifiant "eau" et "qui est en haut" respectivement

Ainsi, lors de mesures multifréquences, où plusieurs radars de fréquences différentes sont associés, il est possible d'isoler certaines propriétés des hydrométéores en utilisant la dépendance fréquentielle de l'interaction rayonnement/matière. Par ailleurs, les radars capables de mesurer le changement de fréquence causé par le déplacement de la cible par rapport au radar (effet Doppler-Fizeau) permettent d'étudier la dynamique des systèmes précipitant. Enfin, l'utilisation de la polarisation des ondes dans la déduction de certaines propriétés microphysiques des hydrométéores (taille, forme, orientation, nature...) est rendue possible par l'utilisation de radars polarimétriques qui émettent alternativement des ondes polarisées différemment.

Aujourd'hui, un radar météorologique, tel que le radar météorologique Doppler polarimétrique en bande C RONSARD par exemple, se présente sous la forme du dispositif décrit par les figures 2.1 et 2.2.

D'une part, le bloc aérien (figure 2.1), qui porte la tourelle d'émission-réception, est constitué de l'antenne d'émission, du dispositif de pointage et des deux coffrets d'émission et de réception placés de chaque côté du support mobile de l'antenne. L'antenne qui mesure 4 m de diamètre peut faire une excursion en gisement (azimut) de 0 à 360 ° et une excursion en site (élévation) de 0 à 90 ° avec une vitesse maximale de rotation de l'antenne de 18 ° s⁻¹ en site et en gisement pour une vitesse de vent maximal en exploitation de 25 m.s⁻¹ (90 km.h⁻¹).

D'autre part, nous disposons de la cabine de commande (figure 2.2) qui comprend la baie de traitement analogique du signal radar, le pupitre d'exploitation, le servomécanisme de commande des moteurs d'antenne, le calculateur de gestion et de traitement numérique du signal, ainsi que les organes informatiques de visualisation et d'enregistrement. Dans le cas du RONSARD, cette remorque possède un dispositif de blindage qui permet une atténuation des ondes électromagnétiques de l'ordre de 40 dB lorsque la porte intérieure et celle d'entrée sont closes (*Faroux* [2006]).

2.1.2 Principe de la mesure

Il s'agit ici de dégager le principe de la mesure radar. Les notions essentielles à la lecture de ce manuscrit y sont résumées. Le lecteur saura trouver des compléments dans *Sauvageot* [1992], *Skolnik* [1990] et *Doviak and Zrnić* [1993] qui ont inspiré cette partie.

a - Localisation radiale et angulaire d'une cible

Nous ne décrivons ici que les radars dont le mode d'émission est le mode pulsé. Un radar émet périodiquement, à une période T_r , un paquet d'ondes (ou impulsion) de durée τ et, comme cité plus haut, de fréquence moyenne f_o . C'est l'ensemble de ces impulsions qui constitue le signal électromagnétique émis. Souvent, ces impulsions généralement gaussiennes sont traitées de manière équivalente à une succession de paquets d'ondes rectangulaires ce qui est loin d'être une mauvaise approximation. Typiquement, la durée τ et la



FIG. 2.1 – Le Radar Doppler polarimétrique en bande C RONSARD sur sa remorque, déployé sur le site de Kopargo au Bénin lors de la SOP de AMMA durant l'été 2006.



FIG. 2.2 – La cabine de commande de RONSARD sur le site de Kopargo au Bénin lors de la SOP de AMMA durant l'été 2006.

période T_r ont pour ordre de grandeur $1 \mu\text{s}$ et 1ms respectivement et chaque impulsion a une puissance maximale de l'ordre de 10 à 100kW .

Ainsi, lorsqu'un paquet d'onde rencontre la cible à étudier, une partie du signal est réfléchiée en direction du radar ; on parle de rétrodiffusion. C'est grâce à la mesure du délai Δt séparant l'émission de la réception de l'écho que l'on peut remonter à la distance r de la cible d'intérêt. Soit, en tenant compte du trajet aller-retour et donc d'un facteur $1/2$, r a pour expression :

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

Mais pour que la mesure de Δt se fasse sans ambiguïté, l'écho doit être reçu par le radar avant l'émission d'une deuxième impulsion. Par conséquent, il faut que $\Delta t < T_r$. Cette condition limite le radar dans sa capacité à observer des cibles au-delà d'une distance appelée portée. On la note r_{max} et elle a donc pour expression :

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

Une autre limitation intervient quand il s'agit de distinguer deux cibles situées selon une même direction mais espacées d'une distance inférieure à la demi-longueur d'onde d'un paquet d'onde. Ainsi, avec un paquet d'onde de forme rectangulaire, la résolution radiale maximale vaut :

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

Un radar qui présenterait une période d'échantillonnage $T_r=1 \text{ms}$ avec des impulsions de durée $\tau=1 \mu\text{s}$ aurait donc une portée $r_{max} = 150\text{km}$ et une résolution radiale $\Delta r=150 \text{m}$.

Par ailleurs, un radar assure une localisation angulaire des cibles visées avec une certaine résolution angulaire. Pour bien évaluer cette capacité de résolution angulaire d'un radar il nous faut revenir un temps sur la nature de la mesure radar car rappelons qu'un radar est un transducteur électromécanique qui assure en mode émission une concentration de l'énergie électromagnétique en un faisceau étroit centré autour de l'axe de visée et en mode réception une collecte d'un maximum de signal provenant de l'écho de la cible étudiée.

La réalité de ces aptitudes est traduite objectivement par la notion de diagramme de rayonnement d'une antenne qui est la distribution spatiale de l'énergie électromagnétique rayonnée par l'antenne. La représentation d'un tel diagramme dans le plan horizontal d'une antenne est proposée par la figure 2.3. Dans cette figure, le pic le plus énergétique est le lobe principal (*main lobe*) ; il concentre 80% de l'énergie totale rayonnée. De part et d'autre de ce lobe, des pics à l'avant et même à l'arrière de l'antenne, concentrant moins d'énergie, font leur apparition. La plupart de ces pics sont d'influence négligeable car de gain inférieur de -30dB du lobe principal. Seuls quelques lobes dits lobes secondaires (*side lobe*) adjacents au lobe principal ne sont pas d'influence négligeable. Cette distribution dépend de la taille, de la forme et de l'éclaircissement de l'antenne par le cornet qui rayonne le champ électromagnétique. Ici nous nous intéressons principalement aux antennes courantes des radars météorologiques, soit des antennes de forme parabolique de révolution d'axe centré

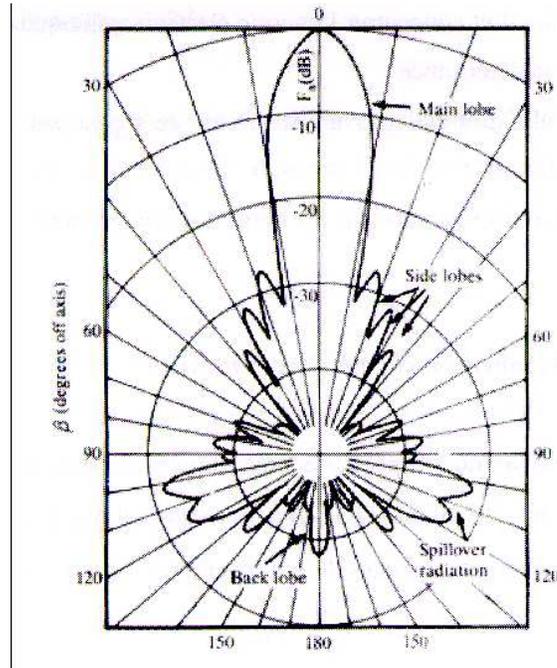


FIG. 2.3 – Représentation polaire du diagramme de rayonnement d'une antenne (d'après *Sauvageot* [1992])

sur l'antenne. Ainsi, cette notion de diagramme de rayonnement traduit les notions de gain de l'antenne G_o et de dépendance du gain $G(\theta, \phi)$ qui vont caractériser vraiment la distribution de l'énergie dans l'espace dans un référentiel sphérique (r, θ, Φ) . L'intensité sera bien maximale le long de l'axe de l'antenne et le rapport de cette intensité maximale I_{max} sur l'intensité I_{iso} d'une antenne supposée complètement directive (antenne isotrope) de même puissance désigne bien le gain de l'antenne G_o :

$$G_o = \frac{I_{max}}{I_{iso}} \quad (2.4)$$

et la dépendance de gain a pour expression :

$$G(\theta, \phi) = G_o F_n(\theta, \phi) \quad (2.5)$$

où $F_n(\theta, \phi)$ désigne la distribution spatiale de l'énergie normalisée à 1.

Les notions précédentes permettent ainsi de modéliser en première approximation le faisceau radar par un cône dont l'axe s'identifie à celui de l'antenne et d'angle au sommet l'angle pris par convention à mi-puissance du faisceau. En terme logarithmique on parle du faisceau d'ouverture à -3 dB qui se note θ_{3dB} . *Skolnik* [1990] montre que θ_{3dB} est égale à une constante de proportionnalité relative à la façon dont l'antenne est éclairée, multipliée par le rapport de la longueur d'onde d'émission λ_o sur le diamètre de l'antenne

($\theta_{3dB} \propto \lambda_o/D$). On retiendra un ordre de grandeur de $0,1^\circ$ pour les antennes les moins ouvertes à quelques unités de degrés pour les autres. Ainsi, pour conclure sur la résolution angulaire (ou transversale) d'une antenne, *i.e.* sa capacité à distinguer deux cibles distinctes situées à une même portée du radar mais dans une direction différente, on prendra l'ouverture θ_{3dB} comme étant la résolution angulaire du radar. En somme, plus les cibles sont loin, moins la résolution est bonne.

Pour terminer, les notions de résolutions radiale et angulaire vont nous permettre, dans l'approximation du faisceau de l'antenne par un cône, de dégager les notions d'ouverture effective et de volume de résolution utiles pour définir la nature de la mesure radar et ses liens avec les propriétés de la cible.

L'ouverture effective \mathcal{A}_e d'une antenne traduit sa capacité à collecter l'énergie électromagnétique de l'écho provenant d'une cible. Par définition, cela signifie que \mathcal{A}_e est telle que la puissance électromagnétique reçue par l'antenne \mathcal{P}_r est égale à l'éclairement \mathcal{E} de cette antenne multipliée par son ouverture effective :

$$\mathcal{P}_r = \mathcal{E}\mathcal{A}_e \quad (2.6)$$

On montre que :

$$\mathcal{A}_e = \frac{\lambda_o^2 G_o F_n(\theta, \phi)}{4\pi} \quad (2.7)$$

Le volume de résolution \mathcal{V}_r d'un radar correspond quant à lui au volume d'où proviennent les signaux reçus par le radar au même instant, issus de la réflexion d'une partie du signal émis par les cibles qu'il contient. La somme de ces échos au niveau du radar constitue le signal réfléchi par \mathcal{V}_r à l'instant t . Ainsi, \mathcal{V}_r est assimilable à une source ponctuelle à une portée r du radar dont une bonne approximation est donnée par :

$$\mathcal{V}_r = \frac{\pi r^2 \theta_{3dB}^2 c\tau}{4} \quad (2.8)$$

En fait, l'approximation consiste à traiter \mathcal{V}_r comme un cylindre de hauteur Δr et de section fictive le disque situé à une portée r . On trouve typiquement des valeurs de $0,4 \text{ km}^3$ pour $\theta_{3dB} = 1^\circ$ et $\tau = 1\mu s$ à 100 km.

b - La mesure radar

Compte tenu du propos précédent, un radar mesure la puissance moyenne du signal réfléchi par un volume de résolution qui contient un plus ou moins grand nombre de cibles, ici des hydrométéores. L'échantillonnage d'un système précipitant donne donc accès aux moyennes d'ensemble de chacun de ces volumes de résolution et donc à leurs propriétés. La relation entre ces moyennes et la puissance mesurée, appelée équation radar (*Probert-Jones* [1962]) précise l'interaction entre ondes électromagnétiques et hydrométéores. Cette

équation, dont le développement peut être trouvé dans les ouvrages cités en référence, indique, qu'en définitive, \mathcal{P}_r , la puissance reçue par le radar est vue comme la somme des contributions de puissances $d\mathcal{P}_r$ issues de cibles situées à une distance r . Elle a pour expression :

$$\mathcal{P}_r = \int d\mathcal{P}_r = \frac{\lambda_o^2 G_o^2 c \tau \theta_{3dB}^2}{1024 \pi^2 \ln 2} \mathcal{P}_e \frac{1}{r^2} L^2 \int_D \sigma(D) N(D) dD \quad (2.9)$$

Dans cette expression \mathcal{P}_e désigne la puissance émise. L (pour *Losses*, pertes en anglais) traduit les propriétés atténuantes du milieu de propagation entre l'antenne et la cible lors d'un trajet aller-retour ; ce facteur est homogène à l'inverse d'une longueur. σ est par définition le rapport entre l'intensité I_d du signal diffusé par la cible dans une direction donnée et l'éclairement incident de ce dernier \mathcal{E}_i (*Landau and Lifchitz [1989]*) ; c'est la section efficace de diffusion des hydrométéores. Enfin, $N(D)$ est la distribution en taille des différents hydrométéores qui réfléchissent le signal.

Un traitement rigoureux et complet de ce problème pourrait être effectué avec les équations de Maxwell, équations fondamentales de l'électromagnétisme, mais la nature des cibles nous autorise cette autre approche. En effet, lorsqu'une onde électromagnétique rencontre un hydrométéore, elle met en mouvement l'ensemble de ses charges, qui, à leur tour, émettent du signal dans tout l'espace : l'onde incidente est diffusée. Or, ici, les cibles ont des dimensions plus petites ou équivalentes à la longueur d'onde du signal. C'est ainsi que nous pouvons nous permettre de traiter ce problème comme un problème de diffusion à travers la notion macroscopique de section efficace de diffusion σ . Plus précisément, la direction mentionnée étant la direction radar-cible, nous parlons plutôt de rétrodiffusion concernant σ . Cette grandeur est homogène à une surface et dépend de l'indice de réfraction, de la taille, de l'orientation et la forme du diffuseur. Mais, par défaut, ces caractéristiques sont inconnues et nous devons traiter la cible comme un diffuseur isotrope qui a une section efficace effective dans une direction donnée égale à $\sigma/4\pi$.

Ainsi, l'expression approchée de la puissance reçue par une antenne peut s'écrire sous la forme synthétique :

$$P_r = C_{radar} L^2 \frac{\eta}{r^2} \quad (2.10)$$

avec

$$\eta = \int_D \sigma N(D) dD \quad (2.11)$$

où C_{radar} est une constante contenant les caractéristiques techniques du radar et η est une grandeur caractéristique du volume de résolution observé appelée réflectivité, en raison de son lien direct avec la puissance rétrodiffusée. La distribution en taille $N(D)$ des hydrométéores dans le volume de résolution \mathcal{V}_r , ainsi que leurs propriétés physiques, exprimées par σ , sont donc contenues dans η , dont l'expression mathématique exprime bien que les propriétés mesurées sont moyennées sur un ensemble d'hydrométéores.

De plus, la réflectivité est une grandeur relative à la fréquence f_o d'observation puisque σ décrit l'interaction d'une particule avec une onde électromagnétique. Le calcul de σ peut s'effectuer à l'aide de la théorie de Mie (*Mie* [1908]) relative à des diffuseurs sphériques de diamètre D . Cependant, lorsque la norme $k_o = 2\pi/\lambda_o$ du vecteur d'onde de l'onde radar est suffisamment petite, la théorie de Mie se ramène à celle de Rayleigh (*Rayleigh* [1871]). Plus précisément, si $k_o D \ll 1$, ceci implique que :

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda_o^4} |K|^2 D^6 \quad (2.12)$$

où :

$$K = \left| \frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} \right| \quad (2.13)$$

est le facteur de Clausius-Mossoti (avec ϵ_r la permittivité relative du diffuseur).

Sous cette approximation, on peut introduire une grandeur (pour caractériser le signal reçu) indépendante de la longueur d'onde du signal. Il s'agit du facteur de réflectivité Z défini en réécrivant η sous la forme :

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda_o^4} |K|^2 \int_D N(D) D^6 dD \quad (2.14)$$

Ainsi :

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D) dD \quad (2.15)$$

et Z s'exprime en $mm^6 m^{-3}$ si D est en mm. D_{min} et D_{max} désignent les diamètres extrêmes de la distribution $N(D)dD$ qui représente le nombre d'hydrométéores de diamètre compris entre D et $D + dD$ par unité de volume.

L'équation radar prend alors pour forme :

$$P_r = \frac{C'_{radar}}{r^2} |K|^2 Z \quad (2.16)$$

Par ailleurs, les particules contenues dans \mathcal{V}_r ne satisfont pas toujours l'approximation de Rayleigh, et leur état physique (donc ϵ_r) n'est pas toujours connu. Aussi, il est plus commode de se ramener à un facteur de réflectivité équivalent Z_e en prenant l'eau comme référence (dans ce cas $|K_W|^2$ pour *water* (eau en anglais) vaut 0,93). Par définition, cette dernière s'identifie à la réflectivité d'une population d'hydrométéores sphériques, d'état liquide, satisfaisant l'approximation de Rayleigh et renvoyant un signal de même puissance que celui effectivement rétro-diffusé :

$$Z_e = \frac{\mathcal{P}_r r^2}{C'_{radar} |K_W|^2} \quad (2.17)$$

Comme Z_e ou Z varie sur plusieurs ordres de grandeur, l'unité logarithmique est plus adaptée (dBZ) :

$$Z = 10\log(Z) \quad (2.18)$$

On trouve typiquement des valeurs de réflectivité allant de -20 dBZ à 50 dBZ selon que l'on observe une population de gouttelettes nuageuses ou de grosses gouttes de pluie ou de grêle. Une valeur supérieure à 80 dBZ traduirait quant à elle la présence d'un obstacle le long de la visée du radar.

Notons également que la réflectivité permet d'accéder à certaines caractéristiques physiques des nuages et des précipitations comme le taux de précipitation R ou encore le contenu en eau M . La littérature regorge de relations empiriques permettant de lier ces grandeurs avec Z . Le lecteur est invité à parcourir les ouvrages cités en références pour connaître toutes ces possibilités de liens.

Enfin, pour terminer, notez que *Doviak and Zrnić* [1993] utilisent une autre définition de la réflectivité moyenne comme une moyenne pondérée des contributions (hydrométéores) du volume diffusant considéré :

$$\bar{Z}(mm^6m^{-3}) = \frac{\int Z(\mathbf{r}) \cdot I(\mathbf{r}) dV}{\int I(\mathbf{r}) dV} \quad (2.19)$$

avec \mathbf{r} la position des cibles, $Z(\mathbf{r})$ leurs réflectivités respectives et $I(\mathbf{r})$ la fonction de gain de l'antenne aux points de coordonnées \mathbf{r} .

Nous verrons plus loin (*c.f. Chapitre 3*) que cette formulation permet de reconstruire des valeurs de réflectivité souffrant de biais dans leurs mesures.

2.1.3 Mesures dynamiques et microphysiques

a - Mesures dynamiques

Compte tenu du propos précédent, un radar permet d'avoir accès à une information moyenne sur les hydrométéores d'un volume d'atmosphère donné. En considérant maintenant que les particules à l'intérieur du volume diffusant sont mobiles, le signal rétrodiffusé par chaque particule i subit un décalage en fréquence, traduit par l'effet Doppler-Fizeau. Indirectement, la mesure radar donne ainsi accès au champ de vitesse des masses d'air, *i.e.* au champ de vent \mathbf{v} si l'on suppose que les cibles suivent le mouvement de l'air (traceurs). Ce décalage Δf_i en fréquence par rapport à la fréquence d'émission f_o est donné par :

$$\Delta f_i = -\frac{2V_{iR}f_o}{c} \quad (2.20)$$

où V_{iR} est la projection de la vitesse de la particule i le long de la l'axe de visée ou vitesse radiale. Ainsi, si $\Delta f_i > 0$ la cible se rapproche du radar (décalage vers les hautes

fréquences) alors que si $\Delta f_i < 0$ elle s'en éloigne (décalage vers les basses fréquences).

Le spectre en fréquence $S(f)$ du signal rétrodiffusé par l'ensemble des particules du volume observé est alors composé de raies spectrales dont la position et l'intensité sont fonctions des propriétés dynamiques du milieu. Le décalage moyen Δf du spectre est donc relié à la vitesse moyenne V_R de l'ensemble des particules du volume d'atmosphère pris comme cible :

$$\Delta f = -\frac{2V_R f_o}{c} \quad (2.21)$$

En effet, la vitesse Doppler moyenne des hydrométéores d'un volume de résolution est bien donnée par cette dernière équation car la phase ϕ du signal reçu est reliée à la distance radiale $r(t)$ de la cible par :

$$\phi(t) = \phi_0 + \frac{2\pi}{\lambda_o} 2r(t) \quad (2.22)$$

avec $\phi(t)$ la phase du signal rétrodiffusé à l'instant t ; $\phi(0)$ la phase du signal émis; $2r$ le parcours de l'onde entre l'instant d'émission et celui de réception (aller-retour); et λ_o la longueur d'onde du signal (constante).

Entre deux émissions radar, la variation dans le temps de cette phase s'écrit :

$$\frac{d\phi}{dt} = \frac{4\pi}{\lambda_o} \frac{dr}{dt} = -\frac{4\pi}{\lambda_o} V_R \quad (2.23)$$

où V_R est la vitesse Doppler radiale.

De plus comme on a :

$$\frac{d\phi}{dt} = \Delta\omega = 2\pi\Delta f \quad (2.24)$$

on retrouve bien Δf le décalage en fréquence entre signaux émis et rétrodiffusé.

Précisons que dans ces mesures impliquant l'effet Doppler seuls les déplacements de particules, illuminées par le rayonnement incident, qui occasionnent une modification de la distance émetteur-cible-récepteur entre deux impulsions successives sont considérés. Ainsi, les cibles situées sur des surfaces d'égale distance par rapport à l'émetteur, ou équivalentes à des temps de parcours du signal (aller-retour) constants, rétrodiffusent le signal avec le même retard de phase. Cela implique que seuls les mouvements de particules perpendiculaires à ces surfaces sont détectables, ou donc, que la projection de leurs vitesses sur l'axe de visée soit non nulle.

Remarquons également que ces surfaces de temps de parcours constants sont des sphères centrées sur l'émetteur si l'émission et la réception sont co-localisées, et, qu'elles seraient des ellipses si toutefois émission et réception ne l'étaient pas.

Par ailleurs, l'élargissement en fréquence du spectre défini par σ_f^2 est une mesure de la dispersion des vitesses radiales à l'intérieur du volume diffusant :

$$\sigma_f^2 = \frac{4\sigma_{V_R}^2 f_o^2}{c^2} \quad (2.25)$$

où $\sigma_{V_R}^2$ est la variance de la vitesse radiale moyenne.

Ainsi, la détermination de la vitesse radiale moyenne et de la variance de vitesse passe par une analyse spectrale en temps réel plus ou moins élaborée du signal reçu (*Zrnić* [1979], *Nutten et al.* [1979]). En pratique, le radar émet N impulsions de durée τ dans une direction de visée (N est pair). Le long de cette direction, ou radiale, il reçoit en retour le signal rétrodiffusé par les cibles contenues dans des volumes de résolution, fonction de la distance ou porte de distance. Pour chaque porte de distance, le signal est composé de N mesures qui définissent une série temporelle. Cette série est échantillonnée à une fréquence dite de répétition F_R des impulsions (l'inverse de la période d'échantillonnage T_r). C'est à partir de cette série qu'est effectuée l'analyse spectrale. Citons à titre d'exemple l'analyse par transformée de Fourier rapide de la série temporelle qui permet d'obtenir le spectre en puissance $S(f)$. A partir de ce spectre, nous pouvons calculer ses trois premiers moments :

$$M_o = \sum_{k=-\frac{N}{2}}^{\frac{N}{2}} S(k) \quad (2.26)$$

$$M_1 = \sum_{k=-\frac{N}{2}}^{\frac{N}{2}} kS(k) \quad (2.27)$$

$$M_2 = \sum_{k=-\frac{N}{2}}^{\frac{N}{2}} k^2 S(k) \quad (2.28)$$

Après normalisation des spectres, on peut en déduire le facteur de réflectivité Z , la vitesse radiale V_R (ou vitesse Doppler) et la variance de vitesse $\sigma_{V_R}^2$:

$$Z = M_o \quad (2.29)$$

$$V_R = M_1/M_o \Delta V \quad (2.30)$$

$$\sigma_{V_R}^2 = [(M_2/M_o) - (M_1/M_o)^2] \Delta V^2 \quad (2.31)$$

où ΔV est la résolution en vitesse du spectre donnée par :

$$\Delta V = F_R \frac{\lambda_o}{2N} \quad (2.32)$$

En ce qui concerne le système RONSARD utilisé dans cette étude, le traitement du signal est basé sur la transformée de Fourier rapide de 64 échantillons. La longueur d'onde d'émission est de 5,4 cm. Le mode de fonctionnement le plus courant correspond à une fréquence de répétition de 1466 Hz et à une durée d'impulsion de 0,68 μs .

Précisons, pour terminer sur ce point, que d'une part les mesures ne peuvent s'effectuer que s'il existe un signal réfléchi en direction du radar et d'autre part que la vitesse mesurée ici n'est pas la seule projection de \mathbf{v} sur l'axe de visée mais celle de la somme de \mathbf{v} et de la vitesse de chute moyenne V_t des hydrométéores dans le volume de résolution. Enfin, en raison du mode pulsé de l'émission, le théorème de Shannon-Nyquist montre que le maximum de fréquence mesurable est $\delta f = f_r/2$ et donc, par conséquent, qu'il existe une vitesse maximale qui peut être déterminée sans ambiguïté, appelée vitesse de Nyquist V_N :

$$V_N = F_R \frac{c}{4f_o} = F_R \frac{\lambda_o}{4} \quad (2.33)$$

Nous verrons (*c.f. Chapitre 4*) comment supprimer les ambiguïtés de mesures dynamiques sur des intervalles de vitesses supérieurs à l'intervalle non-ambigu $\pm V_N$.

Enfin, comme pour la formulation d'une réflectivité moyenne (*c.f. équation 2.19*), il est possible d'exprimer une vitesse Doppler moyenne pour un volume diffusant telle que :

$$\overline{V_R} = \frac{\int V_d(\mathbf{r}) \cdot Z(\mathbf{r}) \cdot I(\mathbf{r}) dV}{\int Z(\mathbf{r}) \cdot I(\mathbf{r}) dV} \quad (2.34)$$

où $V_d(\mathbf{r})$, $Z(\mathbf{r})$ et $I(\mathbf{r})$ correspondent aux contributions en vitesse Doppler et réflectivité de chaque hydrométéore, et à la fonction de gain de l'antenne aux points de coordonnées \mathbf{r} du volume diffusant.

b - Mesures microphysiques

On entend par mesures microphysiques, en radarmétéorologie, les mesures polarimétriques que peuvent effectuer les radars dotés de deux modes de polarisation du signal électromagnétique émis. En effet, le caractère vectoriel des ondes électromagnétiques, ou polarisation, permet d'étudier les caractéristiques microphysiques des nuages et des précipitations.

Concrètement, la section efficace de rétrodiffusion d'un hydrométéore, σ , est fonction de la géométrie de ce dernier (forme, taille et orientation spatiale) par rapport à la direction du champ électrique \mathbf{E} de l'onde électromagnétique émise (*Bringi and Chandrasekar [2001]*). Ainsi, plusieurs grandeurs dites "polarimétriques" peuvent être construites à partir des réflectivités mesurées selon les deux différents modes d'émission pratiqués en alternance (un mode de polarisation verticale et un mode de polarisation horizontale). Comme nous le verrons, dans la *Partie 2 section 2.1.2*, l'évolution microphysique d'un système précipitant peut être suivie grâce à la connaissance de ces grandeurs.

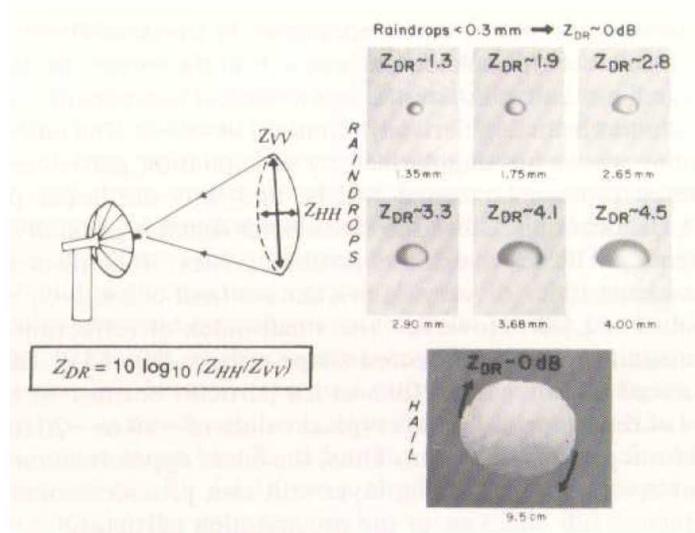


FIG. 2.4 – La réflectivité différentielle ZDR (d'après Houze [1993], p 119)

La première d'entre elles se déduit directement de la mesure des grandeurs Z_h et Z_v qui sont respectivement les réflectivités associées à une polarisation horizontale et verticale. On l'appelle la réflectivité différentielle, c'est un rapport exprimé en dB qui a pour expression :

$$ZDR = 10 \log \left(\frac{Z_h}{Z_v} \right) \quad (2.35)$$

Ainsi, pour une particule de forme sphérique, comme une gouttelette de pluie ou de la grêle, ou qui ne présente pas durant sa chute une direction préférentielle, comme un cristal de glace ou de la neige, ZDR tendra vers zéro. Au contraire, si l'onde incidente rencontre une goutte de pluie de forme aplatie aux pôles elle sera retrodiffusée de manière anisotrope. Dans ce cas, ZDR est positif et d'autant plus grand que les gouttes sont grosses et donc aplaties. Cette grandeur permet donc une information sur la taille et la forme moyenne des hydrométéores et permet de discriminer l'état solide de l'état liquide (*c.f.* figure 2.4).

Nous introduisons ensuite la phase différentielle spécifique KDP qui caractérise le milieu entre le radar et la cible. Elle exprime le taux de variation spatiale du déphasage Φ entre les ondes polarisées horizontalement et verticalement le long du chemin optique radar-diffuseur :

$$KDP = \frac{1}{2} \frac{d\Phi(r)}{dr} \quad (2.36)$$

avec :

$$\Phi = \phi_h(r) - \phi_v(r) \quad (2.37)$$

où ϕ_h et ϕ_v sont les phases respectives de ces ondes.

Un autre facteur, le facteur de corrélation ρ_{hv} vient compléter cette liste. Il traduit statistiquement la richesse microphysique de la cible visée. En fait, plus la diversité en taille, en forme, en orientation, en nature et en type d'hydrométéores est importante, plus ce facteur est petit.

Nous citons enfin le taux de dépolarisation linéaire LDR . Ce rapport qui s'exprime en dB n'est disponible que si le radar polarimétrique assure une réception couplée du signal *i.e.* que l'onde polarisée verticalement peut être reçue sur la voie H et *vice versa*. Ainsi pour la voie H, nous notons Z_{hv} la réflectivité issue d'un signal d'émission-réception croisé et Z_{hh} quand ce n'est pas le cas. LDR s'exprime ainsi :

$$LDR = 10 \log \left(\frac{Z_{hv}}{Z_{hh}} \right) \quad (2.38)$$

Cette grandeur quantifie ainsi la dépolarisation de l'onde incidente qui se produit quand les hydrométéores sont dissymétriques et/ou que leurs axes horizontaux et verticaux ne sont pas principaux. Plus simplement, LDR nous renseigne sur la forme et l'orientation spatiale des diffuseurs.

Quelques remarques :

- ZDR et LDR sont sensibles à l'état sec ou humide d'un hydrométéore. Ainsi, pour une même géométrie, un diffuseur glacé recouvert d'un film d'eau liquide est caractérisé par des valeurs de ZDR et LDR plus grandes que s'il était sec. En fait, il est perçu par un radar comme une goutte d'eau.
- le radar polarimétrique RONSARD n'assure pas de mesures croisées de la réflectivité. LDR ne sera donc pas utilisé dans cette thèse.
- Pour l'ensemble des grandeurs polarimétriques citées, le tableau 2.2 donne quelques ordres de grandeurs.
- Deux problèmes relatifs aux mesures polarimétriques seront discutés dans le *Chapitre 4* de la *Partie 2* de cette thèse. Il s'agit tout d'abord du problème de l'atténuation du signal radar par la pluie dans la bande C du radar RONSARD, qui affecte les mesures de Z_h et ZDR . Le second est lié à l'exploitation des mesures de déphasage ϕ qui présentent des variations rapides le long de la radiale, et qui nécessitent un pré-traitement approprié (filtrage) pour le calcul de KDP .

TAB. 2.2 – Quelques ordres de grandeurs de variables polarimétriques. d'après *Straka et al.* [2000]

Type de précipitation	Z_{hh} (en dBZ)	ZDR (en dB)	ρ_{hv}^2	KDP (en deg/km)	LDR (en dB)
Bruine	< 25	0	> 0,98	0	< -34
Pluie	25 à 60	0,5 à 4	> 0,94	0 à 10	-27 à -34
Neige sèche (peu dense)	< 35	0 à 0,5	> 0,98	0 à 0,5	< -34
Neige sèche (dense)	< 25	0 à 5	> 0,90	0 à 1	-25 à -34
Neige mouillée fondante	< 45	0 à 3	0,65 à 0,90	0 à 2	-13 à -18
grésil sec	40 à 50	-0,5 à 1	> 0,98	-0,5 à 0,5	< -30
grésil mouillé	40 à 55	-0,5 à 3	> 0,98	-0,5 à 2	-20 à -25
grêle (< 2 cm)	50 à 60	-0,5 à 0,5	> 0,90	-0,5 à 0,5	< -20
grêle (> 2 cm)	55 à 70	< -0,5	> 0,92	-1 à 1	-10 à -15
Pluie et grêle	50 à 70	-1 à 1	> 0,81	0 à 10	-20 à -10

2.2 Les radars météorologiques Doppler monostatique et bistatique

Les travaux de *Wurman et al.* [1993] montrent qu'il est possible de remplacer les radars monostatiques engagés dans une expérience par un seul radar auquel on associe des récepteurs, dits bistatiques (Fig. 2.5), afin d'accéder à la description tridimensionnelle des champs de vent et de réflectivité. C'est une solution nettement moins coûteuse (un récepteur bistatique coûtant vingt fois moins cher qu'un radar monostatique) et qui permet en plus la simultanéité des mesures.

Ces récepteurs se présentent comme des antennes radar passives, à gain d'antenne faible, qui n'effectuent pas de mouvement. Ainsi plusieurs mesures Doppler sont réalisables, pour un même volume échantillonné, avec la seule fréquence du radar monostatique. Cependant, dotés d'une large ouverture horizontale de 60° et d'une ouverture verticale de 30° , l'utilisation des mesures par des récepteurs bistatiques demande une réflexion théorique et expérimentale tant leur utilisation diffère de celle des monostatiques. En particulier, la géométrie du processus de suivi des cibles s'effectue dans un environnement géométrique nouveau qu'il est nécessaire d'appréhender avant d'aller plus loin.



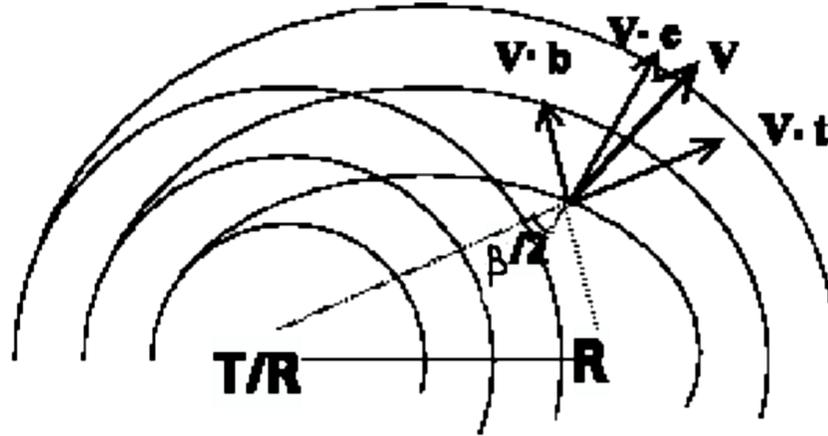
FIG. 2.5 – Le récepteur bistatique du DLR déployé à Kolokonde au Benin durant AMMA

2.2.1 Géométrie d'un réseau de radar Doppler monostatique-bistatique

Le point de départ de la géométrie bistatique est le même qu'avec un monostatique. Pour exprimer la vitesse Doppler V_d d'une cible mesurée par un récepteur bistatique, il faut également exprimer dr/dt . Cependant, les régions d'égale phase ou d'égale distance radiale ne sont plus des sphères mais des ellipsoïdes ; émetteur et récepteur n'étant plus co-localisés. La figure 2.6 représente schématiquement le diagramme d'une géométrie bistatique ainsi que le vecteur vitesse Doppler bistatique mesuré par un récepteur bistatique. Nous pouvons y voir clairement que les régions d'égal trajet émetteur-cible-récepteur sont des ellipses dont les foyers sont le récepteur radar bistatique (R) et l'émetteur/récepteur radar monostatique (T/R), la vitesse Doppler mesurée étant perpendiculaire à ces ellipses (soit dans la direction e sur la figure).

En notant, β l'angle de diffusion "émetteur-cible-récepteur", nous savons que la vitesse Doppler a pour direction dans ce cas de figure la bissectrice de cet angle. Dès lors nous pouvons donc exploiter cette propriété des ellipses pour exprimer V_d dans une approche bistatique.

En notant \mathbf{V} , la vitesse du vent on voit bien qu'elle se projette naturellement le long des radiales r_1 et r_2 . En notant \mathbf{b} et \mathbf{t} , les vecteurs unitaires associés à ces directions on peut construire le vecteur \mathbf{e} qui correspond à la direction perpendiculaire à l'ellipse et qui

FIG. 2.6 – La géométrie bistatique. d'après *Friedrich* [2002]

d'après la propriété évoquée plus haut s'écrit :

$$\mathbf{e} = \frac{1}{2\cos(\beta/2)}(\mathbf{t} + \mathbf{b}) \quad (2.39)$$

Un récepteur bistatique mesure donc une vitesse Doppler bistatique apparente V_a le long de l'axe récepteur-cible défini comme la projection de la vitesse Doppler bistatique V_d le long de ce même axe. Ainsi, par construction, V_d s'exprime comme une projection de \mathbf{V} dans la direction perpendiculaire à l'ellipse (i.e. \mathbf{e}) :

$$V_d = \mathbf{V} \cdot \mathbf{e} = \frac{V_a}{\cos(\beta/2)} \quad (2.40)$$

avec

$$V_a = \frac{1}{2}\mathbf{V} \cdot (\mathbf{t} + \mathbf{b}) \quad (2.41)$$

où V_a représente la vitesse apparente effectivement mesurée par le récepteur bistatique.

Ainsi, contrairement au cas monostatique, le calcul de V_d fait intervenir β . Cet angle doit donc être connu systématiquement lors d'une approche bistatique (*Protat and Zawadzki* [1999]).

Notez que ce problème peut être résolu d'une autre manière en exprimant dr/dt tel que $r = r_1 + r_2$. Il s'agit ensuite d'exprimer les grandeurs mises en jeu dans le repère cartésien (voir *Sato and Wurman* [2003]).

Dans tous les cas on peut exprimer la vitesse Doppler bistatique V_d mesurée en fonction des cosinus directeurs de directions de visée monostatique et bistatique et du coefficient dit d'expansion en vitesse $\cos(\beta/2)^{-1}$:

$$\begin{aligned}
 V_d = & \frac{[\cos(a_1)\cos(e_1) + \cos(a_2)\cos(e_2)]}{2\cos(\beta/2)}u \\
 & + \frac{[\sin(a_1)\cos(e_1) + \sin(a_2)\cos(e_2)]}{2\cos(\beta/2)}v \\
 & + \frac{[\sin(e_1) + \sin(e_2)]}{2\cos(\beta/2)}w_p
 \end{aligned} \tag{2.42}$$

où $w_p = w - w_t$, et (a_1, e_1) et (a_2, e_2) représentent respectivement les azimuts et les élévations des visées monostatique et bistatique.

Cette formulation a pour avantage d'être générale puisque la géométrie monostatique peut être retrouvée en prenant simplement $\beta = 0$, $a_1 = a_2$ et $e_1 = e_2$ émetteur et récepteur étant alors localisés au même endroit. On retrouve bien évidemment une géométrie sphérique (les foyers sont confondus au centre des sphères) avec une vitesse Doppler monostatique V_R à la fois perpendiculaire aux zones d'égal phase et projetée sur la radiale donc indépendante de β :

$$V_R = u\cos(a_1)\cos(e_1) + v\sin(a_1)\cos(e_1) + w_p\sin(e_1) \tag{2.43}$$

Disposant de ces deux vitesses il est alors possible de calculer u , v , et w en fermant le système avec l'équation de continuité.

Toutefois, l'implication de récepteurs bistatiques modifie également l'approche de la restitution comme nous allons le voir.

2.2.2 Lobes secondaires et problématique de restitution

Comparé aux réseaux monostatiques traditionnels, le récepteur bistatique à gain d'antenne faible est moins sensible à l'intensité de l'écho mais est plus sensible à la contamination par les lobes secondaires de l'antenne émettrice de par sa géométrie.

Toute antenne radar possède une fonction d'antenne qui lui est propre. Celle d'un monostatique est dotée d'un lobe principal relativement fin et de lobes secondaires situés à environ 4° du lobe principal (figure 2.7). Dans les approches impliquant deux monostatiques la présence de ces pics ne posait pas de difficultés particulières puisque seule la rétrodiffusion par les cibles était impliquée. Mais dans l'approche qui est la nôtre, le récepteur peut "voir" des signaux contaminés par la présence de ces lobes, étant doté d'une ouverture horizontale large de 60° et d'une ouverture verticale de 30° .

La figure 2.8 illustre comment les signaux (provenant du lobe principal et des lobes secondaires) émis par le monostatique et diffusés sur une même ellipse peuvent être pris

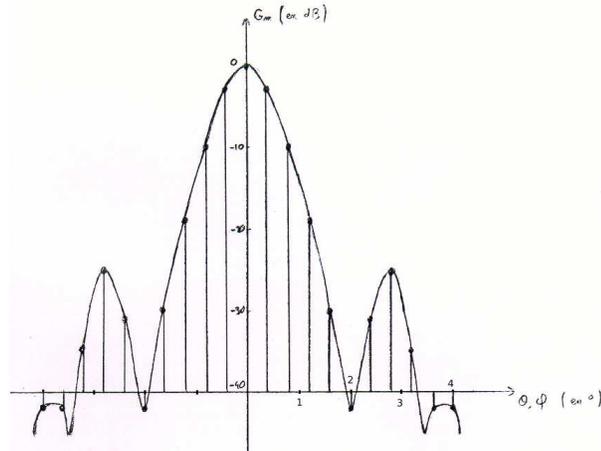


FIG. 2.7 – Fonction d’antenne idéalisée de l’émetteur monostatique

comme autant de signaux provenant du lobe principal par le récepteur bistatique dès lors que la puissance des signaux issus des lobes secondaires n’est pas négligeable.

Le récepteur bistatique ne fait pas de différence entre ces signaux et cette contamination n’aurait pas lieu si le récepteur avait une réponse sélective (*i.e.* un pic de Dirac dans la direction de la cible captée par le lobe principal émetteur).

De plus, la réponse du bistatique n’est évidemment pas plate. Sa fonction d’antenne (figure 2.9) indique que l’azimut et l’élévation sous lesquels la cible est vue peut modifier significativement la mesure ; si toutefois un signal diffusé par un volume de résolution frappait le bistatique sous une direction où son gain est faible ou sous une direction où son gain est non-atténuant, on obtiendrait une mesure différente pour le même signal diffusé par le même volume de résolution situé à quelques degrés près, ce qui est problématique.

Tous ces éléments doivent donc être intégrés durant la critique d’un échantillonnage par un tel réseau car ils sont intrinsèques aux mesures. Il s’agira par conséquent d’évaluer la qualité de telles mesures avec le dispositif étudié et en particulier de dégager à quel point l’une ou l’autre de ces implications de fonction de gain dégrade le plus les mesures, puis d’aviser pour corriger les données contaminées.

Formellement nous pouvons nous représenter les choses en exprimant que dans chaque mesure intervient une fonction de pondération I (*c.f.* équations 2.19 et 2.34) et qu’elle intervient dans le calcul de la réflectivité et donc de la vitesse Doppler. D’après *Doviak and Zrnić* [1993] et de *Elía and Zawadzki* [2000], cette pondération I pour les mesures bistatiques s’écrit comme :

$$I = \frac{G_m G_b \cos^2(\gamma)}{r_1^2 r_2^2} \quad (2.44)$$

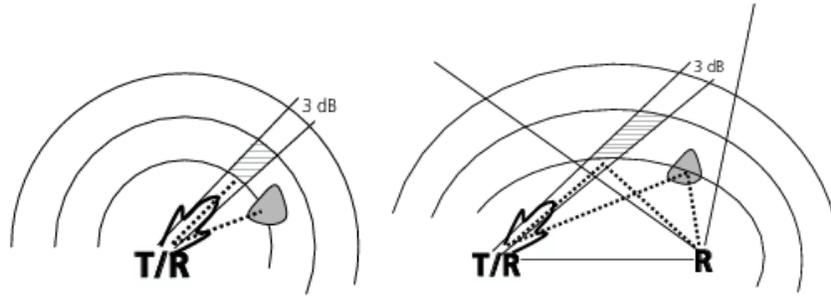


FIG. 2.8 – Contamination du récepteur bistatique par les lobes secondaires de l'émetteur monostatique. D'après *Friedrich* [2002]

où G_m et G_b représentent respectivement les fonctions de gain des radars monostatique et bistatique et γ représente l'angle entre l'onde incidente et l'onde diffusée.

La mesure par le monostatique implique quant à elle une pondération I telle que :

$$I = \frac{G_m^2}{r_1^4} \quad (2.45)$$

Ces deux expressions résument la discussion précédente, puisque ces termes interviennent dans le calcul de la réflectivité qui pondère à son tour le calcul des vitesses Doppler. Nous pouvons donc voir que la mesure bistatique fait intervenir en définitive systématiquement les deux fonctions de gain (G_m et G_b) et donc par conséquent les lobes secondaires de la fonction de l'antenne émettrice tandis que la mesure monostatique fait intervenir le carré de cette fonction et donc uniquement le lobe principal de celle-ci en première approximation.

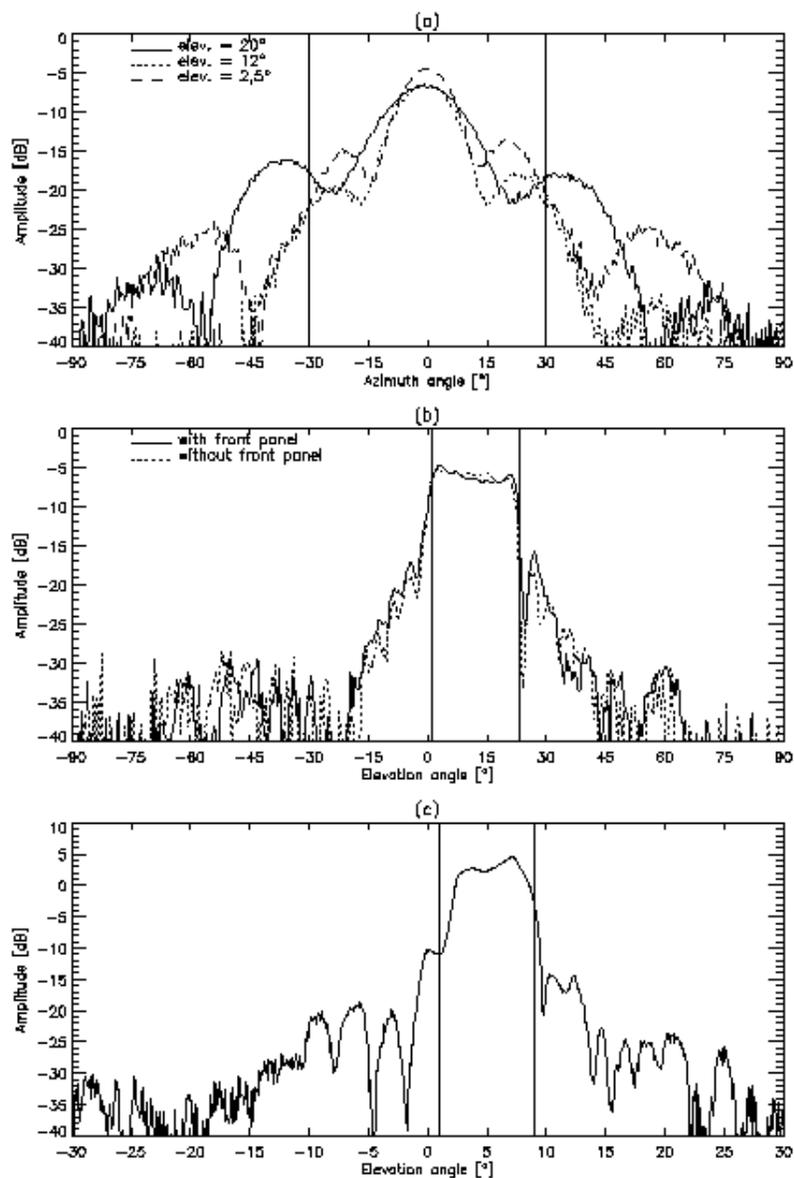


FIG. 2.9 – Réponses d'un récepteur bistatique : (a) en fonction de l'azimut pour trois élévations ($2,5^\circ$; 12° ; 20°) ; (b) en fonction de l'élévation avec ou sans panneau frontal ; (c) en fonction de l'élévation pour une ouverture de 8° . d'après *Friedrich and Hagen* [2004a]

Chapitre 3

Travaux préparatoires

Nous présentons ici les travaux qui ont précédé la phase de terrain effective de la SOP de AMMA qui, rappelons-le, a été dédiée à l'étude et à la mise en oeuvre de méthode d'appréhension de la dynamique des systèmes précipitant par un réseau de radar Doppler monostatique-bistatique ; ce matériel souffrant de la contamination d'une partie de ses mesures pour les raisons évoquées dans le *Chapitre 2* : la non directivité du signal émis par l'antenne monostatique (présence de lobes secondaires) et, conséquemment, la mesure passive du récepteur bistatique de signaux additionnels issus des lobes secondaires et rétrodiffusés par les hydrométéores. Alors que ce récepteur était censé être utilisé pour la première fois par la communauté française, les solutions proposées dans la littérature nous semblaient insuffisantes et nous ont conduits à élaborer notre propre approche. Cette dernière est présentée dans ce chapitre sous la forme d'un article accepté au Journal of Atmospheric and Oceanic Technology.

3.1 Une autre approche pour décontaminer les mesures bistatiques

3.1.1 État de l'art

Comme nous avons pu le voir dans le *Chapitre 2*, le radar bistatique fonctionne uniquement en mode récepteur fixe sur une portion limitée de l'espace, ses mesures provenant alors de signaux émis par un radar monostatique et diffusés vers lui par les précipitations. Disposant ainsi de deux échantillonnages indépendants et simultanés, il est possible d'accéder à la dynamique interne des systèmes précipitant observés, et ce à moindre coup puisqu'un bistatique coûte 5% du prix d'un monostatique.

Cependant, *Wurman et al.* [1993] indiquèrent que la contrepartie de disposer d'un récepteur fixe se traduit par une zone de restitution plus faible que celle issue de l'engagement de deux radars monostatiques (40 km x 40 km contre 60 km x 120 km), et qu'il n'est pas possible d'éviter la contamination par les lobes secondaires du radar émetteur ; l'antenne

réceptrice présentant une grande ouverture angulaire. Ainsi, il a très vite été proposé de réduire cette ouverture au prix d'une réduction du domaine de restitution. Plus tard, la littérature sur le sujet nous montre que l'option prise pour pérenniser ces réseaux consista plutôt à rejeter les mesures souffrant d'un haut degré de contamination en se basant sur des critères objectifs comme par exemple le fait que les zones de contamination sont clairement liées à de forts gradients de réflectivité (*de Elía and Zawadzki [2000]* ; *Friedrich and Hagen [2004a]*).

En effet, comme *de Elía and Zawadzki [2000]* l'ont montré, alors que dans un tel réseau le signal reçu par le monostatique peut être considéré comme libre de toute contamination, ce n'est pas le cas du signal du récepteur bistatique. Utilisant un modèle de simulation d'un tel réseau, et en particulier des lobes secondaires de la fonction d'antenne du monostatique, ils ont proposé un indice permettant de détecter les zones de mesures souffrant de contamination. Cet indice est défini comme un rapport des puissances du signal issu des lobes secondaires et du signal total qui atteignent le récepteur bistatique, simulés à partir de la réflectivité mesurée par le monostatique. *Satoh and Wurman [2003]* ont eu une approche similaire en comparant la réflectivité bistatique mesurée à une réflectivité bistatique "nettoyée" ; dérivée de la réflectivité monostatique et d'une équation radar bistatique. Enfin, *Friedrich and Hagen [2004a]* ont développé un schéma de contrôle de qualité incluant notamment un indice de contamination basé sur le gradient de réflectivité observé par le radar monostatique.

En somme, toutes ces méthodes d'identification et de rejet s'avèrent être dommageables à l'échantillonnage d'un système qui présenterait de forts gradients de réflectivité car elles conduisent irrémédiablement à réduire la zone de mesures bistatiques valides et, à terme, la zone de restitution tridimensionnelle.

3.1.2 Une correction plutôt qu'un rejet

Notre approche a consisté à proposer une alternative à ce rejet systématique de mesures car nous craignons d'en souffrir sensiblement dans l'échantillonnage de systèmes convectifs de moyenne échelle tels que les lignes de grains tropicales par exemple ; ces dernières présentant de forts gradients de réflectivité (*c.f. Partie 2*). En supposant comme nos collègues que la réflectivité du monostatique pouvait être considérée comme sans contamination, et en utilisant les fonctions d'antennes des deux radars impliqués, nous pouvons modéliser une mesure de vitesse Doppler bistatique apparente à partir des équations proposées par *Doviak and Zrnić [1993]*. Disposant des mesures réelles et des mesures simulées, cette problématique se résume alors à un problème d'inversion sous-déterminé que l'on peut résoudre en utilisant une technique d'ajustement variationnel avec contraintes, basée sur les moindres carrés. Utilisant dans un premier temps (phase de préparation de la campagne) un simulateur de données monostatique-bistatique nous avons pu estimer les résultats apportés par une telle approche. Forcé d'abandonner le traitement des données issues de AMMA, c'est grâce aux données d'anciennes campagnes que la méthode a pu être validée.

3.2 Article n ° 1 : A Variational Correction Method as an Alternative to Forced Rejection of Sidelobe-Contaminated Bistatic Doppler Measurements by M. Chong, N. Lamrani and M. Hagen. (JAOT, 2008, 25, 1939-1954)

L'article proposé dans la section suivante, "A Variational Correction Method as an Alternative to Forced Rejection of Sidelobe-Contaminated Bistatic Doppler Measurements by M. Chong, N. Lamrani and M. Hagen" (JAOT, 2008, 25, 1939-1954) décrit précisément cette technique, son formalisme, son évaluation et sa validation¹.

Il fait suite à un stage de Master "Sciences de l'univers" (*Lamrani [2005]*) que l'auteur a effectué et qui consistait à analyser les effets des lobes secondaires sur les mesures bistatiques. Au cours de cette thèse, l'effort de l'auteur a surtout concerné la validation de la méthode de correction proposée. Divers tests ont dû être effectués au moyen de simulations qu'il a menées pour étudier la sensibilité de la méthode : (i) aux paramètres de l'ajustement variationnel qui fait intervenir à la fois un ajustement aux mesures et une contrainte de régularité mathématique (méthode de recherche de balance optimale entre ces termes) ; (ii) à la discrétisation de la fonction d'antenne (diverses formes ont été analysées) ; (iii) au niveau des lobes secondaires par rapport au lobe principal de l'antenne (-20, -25, -30 dB par exemple). Cette validation passe également par la mise en oeuvre d'une méthode de quantification des performances dans laquelle l'auteur a effectué un triple travail de traitement, de vérification et de comparaison. Pour chaque résultat présenté dans l'article, les cas suivants sont envisagés : (i) observations idéalisées en supposant une fonction d'antenne sans lobes secondaires ; (ii) observations avec lobes secondaires mais sans correction ; (iii) observations avec lobes secondaires avec correction. La comparaison de ces cas est alors quantifiée avec les outils statistiques classiques (moyenne et écart-type des différences, facteur de corrélation).

3.2 Article n ° 1 : A Variational Correction Method as an Alternative to Forced Rejection of Sidelobe-Contaminated Bistatic Doppler Measurements by M. Chong, N. Lamrani and M. Hagen. (JAOT, 2008, 25, 1939-1954)

3.2.1 Abstract

The problem of sidelobe contamination of bistatic apparent Doppler velocity measurements involved in a bistatic Doppler radar network is examined. So far in the context of 3D wind field analysis by combining a traditional Doppler radar with one or more bistatic receivers, identification and hence removal of regions of high degree of contamination were necessarily crucial steps to obtaining reliable wind fields. This study proposes an alternative solution to the forced rejection of bistatic Doppler data suspected to be contaminated by si-

¹Nous pouvons nous rendre compte des performances de la méthode dans les figures 3.5, 3.6, 3.7 et 3.11 à titre d'exemple

delobe echoes, on the basis of restoring the non-measured “actual” (i.e., non-contaminated) bistatic Doppler velocity from both monostatic radar and bistatic receiver measurements. The correction method is based on a modelled expression of the observed bistatic apparent Doppler velocity defined as the reflectivity-weighted average of actual Doppler velocity of particles within individual volume samples, including the antenna gain pattern of both transmitting and receiving radars. The searched actual Doppler velocity is solution of an under-determined inverse problem which can be handled as a constrained linear inversion problem, through a variational least-squares analysis method. The performances of the proposed method are analyzed, using simulated radar observations involving one remote receiver. An example of application to experimental data collected by the DLR bistatic Doppler radar network within a moderate precipitation system observed on 8 May 2000 in Germany, is also presented. Pseudo-Doppler observations of a tropical squall-line system are used to quantify the effective improvement of the correction method on the bistatic Doppler velocity and hence the retrieved 3D wind field. Statistics of the differences are presented between observed and idealized (sidelobe-free) velocity structure on the one hand, and corrected and idealized velocity structure on the other hand. It is clearly shown the very low level of the corrected minus idealized differences (mean and standard deviation) against the significantly high level of the observed minus idealized differences. As previously observed, maximum correction occurs in regions of potentially high gradients of reflectivity. It is also found that regions of low observed minus idealized differences remain unchanged after correction, which means that the sidelobe correction method only acts on needed regions and does not introduces any artificial modification.

3.2.2 Introduction

Wurman et al. [1993] first introduced the concepts of bistatic multiple-Doppler weather radar networks and data analysis so as to deduce two- and three-dimensional wind fields. Compared to traditional (common transmitter/receiver antenna, so-called monostatic) multiple-Doppler radar systems, a bistatic Doppler radar network only requires one traditional transmitting radar associated with one or more passive, nontransmitting radar receivers with a low-gain antenna, easily installed at remote sites around it. Therefore the bistatic receivers offer the possibility of having one or more additional and simultaneous reflectivity and Doppler measurements of precipitation targets illuminated by the incident radiation emitted by the transmitting radar and scattered obliquely toward each receiver. Because of their extremely low cost (less than one-thirtieth to one-fiftieth of an additional transmitter, as mentioned in *Wurman et al. [1993]*, and *Protat and Zawadzki [1999]*, bistatic receivers can be viewed as an economic alternative to several Doppler radar systems designed for the determination of the three-dimensional (3D) wind field. For this purpose, *Wurman et al. [1993]*, *Wurman [1994]*, *Protat and Zawadzki [1999]*, *Takaya and Nakazato [2002]*, *Satoh and Wurman [2003]*, and *Friedrich and Hagen [2004a]* and *Friedrich and Hagen [2004b]* have investigated the reliability of wind estimation by combining a traditional Doppler radar with one (dual-Doppler analysis) or more (multiple-Doppler analysis) bistatic receivers in experimental (simulation) or operational conditions.

Although these authors showed that bistatic Doppler systems can provide realistic wind fields, a critical exploration of potential sources of errors in the bistatic measurements is necessary in order to discard them prior to the wind analysis. As pointed out by *Wurman et al.* [1993] one of the drawbacks to such networks lies in the non-scanning low-gain antenna of the receiver. In particular, its wide viewing angle (typically 50-60 ° in the horizontal and 10-20 ° in the vertical) can yield non-negligible sidelobe and secondary scattering contamination from the transmitting radar antenna. In most situations the contamination levels are acceptable, and *Wurman et al.* [1993] suggested reducing them by the use of higher-gain receiving antennas at the cost of reducing the volume visible to each receiver. So far much attention was paid on methods to eliminate data area with a high degree of contamination. Previous observations clearly showed that echo regions with large gradients of reflectivity heavily degrade the quality of both bistatic reflectivity and Doppler velocity measurements (*e.g.*, *de Elía and Zawadzki* [2000]; *Friedrich and Hagen* [2004a]).

Using a sidelobe simulation model, *de Elía and Zawadzki* [2000] estimated a contamination index to detect areas of low-quality data. They defined it as the ratio between simulated sidelobe and total powers that reach the receiver, from the reflectivity measured by the monostatic radar. The method presented by *Satoh and Wurman* [2003] is similar to that of the previous authors, but consists in comparing the measured bistatic reflectivity and a “clean” bistatic radar reflectivity, which is derived from the measured transmitting radar reflectivity and a bistatic radar equation. A constant threshold in the reflectivity difference is used as an elimination criterion of data with larger differences. *Friedrich and Hagen* [2004a] developed a quality-control scheme including notably another form of the contamination index based on the observed gradient of the monostatic radar reflectivity. Anyway identification and hence removal of regions with strong contamination can lead to a serious reduction of the area of available bistatic measurements, which is detrimental in the context of dual- or multiple-Doppler analysis. Moreover the excluded zone may quite contain important dynamic features. Although it is possible that the use of multiple bistatic receivers can be a solution in limiting its spatial extension, the problem of sidelobe contamination remains (*de Elía and Zawadzki* [2000]).

The objective of this paper is to propose a method to correct for the contribution of sidelobe effects to the measurements of bistatic Doppler velocity, as an alternative to the forced rejection of contaminated Doppler data. It is based on the measured transmitting radar reflectivity, and the antenna gain of both transmitting and receiving radars, which are used to model the measured bistatic Doppler velocity in terms of “actual” bistatic Doppler velocity. In essence the modelled velocity is derived from the expression of the reflectivity-weighted average of actual Doppler velocity of particles within the sampled volume (*Doviak and Zrnić* [1993]). This can be viewed as an inverse problem which will be solved using a variational least-squares adjustment technique. The formalism of this inverse problem and its numerical solution are presented in section 3.2.3. Simulations of the reflectivity and Doppler observations from a transmitting radar and one bistatic receiver are

used in section 3.2.4 to evaluate the performances of the proposed method. Synthetic radar samplings will be obtained within a squall-line system as simulated by a non-hydrostatic cloud resolving model. Comparison will be made of the bistatic Doppler velocity before and after the sidelobe correction with an idealized velocity that would result from an ideal sidelobe-free transmitting radar (say its antenna gain pattern is represented by a pure Dirac function). The corresponding Cartesian wind fields that result from an application of the multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) by *Bousquet and Chong* [1998] will be also analyzed to complete this comparative study. Finally section 3.2.5 gives an example of application to a real case observed on 8 May 2000, by the bistatic Doppler radar network at the Deutsches Zentrum für Luft und Raumfahrt (DLR) at Oberpfaffenhofen near Munich in southern Germany.

3.2.3 Correcting for the sidelobe contamination of bistatic Doppler radar measurements

The various above-cited works on bistatic Doppler systems widely describe the theoretical framework and particularly the basic equations for the bistatic geometry and bistatic Doppler velocity. In this section the conceptual description will not be detailed. Moreover, since the formalism of the proposed method is based on the sidelobe description of *de Elía and Zawadzki* [2000], their notations of the various parameters used to characterize a measurement (e.g., time delay, angular positioning, bistatic angle, apparent measured bistatic velocity *vs.* bistatic Doppler velocity) are adopted to give some consistency with their study. The main geometrical definitions in the bistatic geometry are recalled in Fig. 3.1.

a - The inverse problem of bistatic Doppler observations

In Doppler measurements, only displacements of particles that are illuminated by an incident radiation and which change the distance (pathlength) transmitter-target-receiver between two successive pulses should be considered. Targets located on surfaces of equal distance or constant delay time give return signals (backscattered signal for a monostatic radar, obliquely scattered for a remote receiver) with the same phase. Therefore only particles' motions that are perpendicular to these surfaces can be detected. Such surfaces of equal distance are spheres centered at the transmitter in the case of monostatic measurements, with radially-oriented Doppler velocity. They are described by ellipsoids with positions of both transmitter and receiver as foci in the case of bistatic measurements, and Doppler velocity is perpendicular to them, *i.e.*, along a line that bisects the transmitter-target-receiver angle, so-called bistatic angle. By construction, the measured bistatic velocity along the receiver-target path, so-called apparent velocity, is defined as the projection of the bistatic Doppler velocity onto the receiver-target line, with a geometry-dependent projection angle

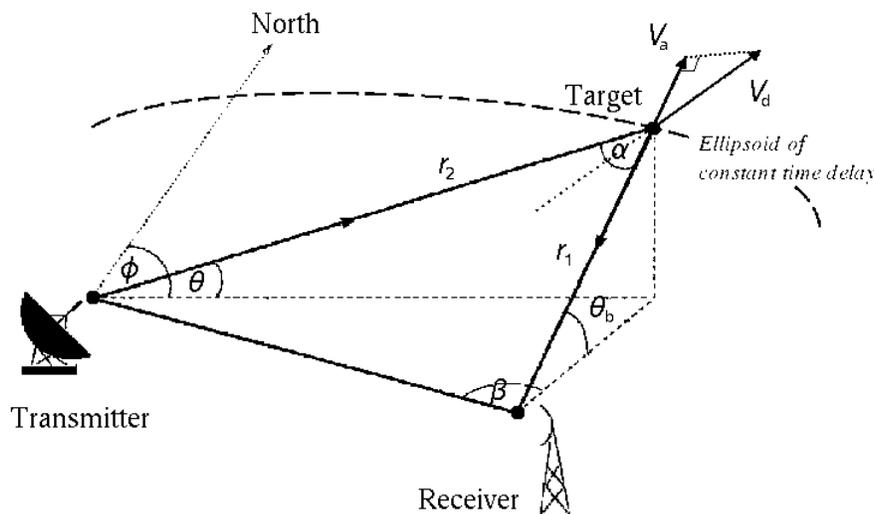


FIG. 3.1 – Schematic representation of the geometry of a bistatic Doppler radar network. See text for the definition of the various variables. Adapted from *de Elía and Zawadzki* [2000].

(see Fig. 3.1).

As shown by *de Elía and Zawadzki* [2000], the sidelobe contamination of reflectivity measurements is determined by the two-way transmitting antenna pattern in the monostatic system, while it can be approximated by the one-way transmitting pattern in a bistatic radar system, mainly because of the broad azimuthal pattern of the bistatic receiver. As a consequence the sidelobe effects (in dB) for the bistatic receiver are twice as intense. Since the measured Doppler velocity is a reflectivity-weighted average of contributing targets' motions, the same conclusion can be applied to the sidelobe contamination of Doppler measurements. The state-of-the-art monostatic radars have significantly reduced sidelobe errors but they are not totally error free. However, since their one-way transmitting antenna gain may have first sidelobes at typically -30 to -35 dB, the monostatic measurements can be assumed as sidelobe error free, while this is not the case for the bistatic measurements.

According to *Doviak and Zrnić* [1993] and following the same development as in *de Elía and Zawadzki* [2000] to simulate the reflectivity (their Eq. 14), the measured bistatic Doppler velocity expressed as the integrated contribution of scatterers inside this illuminated volume including sidelobe radiation and located on an ellipsoid of constant delay time, may be written as

$$\bar{v}_a(r_1, \Phi, \theta) = \frac{\int v_a(r'_1, \Phi', \theta') Z(r'_1, \Phi', \theta') I(r'_2, \Phi', \theta') d\Phi' d\theta'}{\int Z(r'_1, \Phi', \theta') I(r'_2, \Phi', \theta') d\Phi' d\theta'} \quad (3.1)$$

where Z (mm^6m^{-3}) is the monostatic radar reflectivity, v_a is the apparent Doppler velocity along the receiver-target direction, r_1 and r_2 (primed or not) are the transmitter-target and target-receiver distances, respectively, Φ and θ (primed or not) are the monostatic azimuth and elevation pointing angles, respectively. Primed variables Φ' and θ' in Eq. 3.1 are the integration variables that sweep the entire ellipsoid and they correspond to well-defined transmitter-target and target-receiver distances $r'_1(\Phi', \theta')$ and $r'_2(\Phi', \theta')$. I is a gain-weighting function defined as follows

$$I(r'_2, \Phi', \theta') = \frac{G_t(\Phi' - \Phi, \theta' - \theta)G_r(\beta', \theta'_b) \cos^2 \gamma \cos \theta'}{r'^2_2 \cos^2(\alpha'/2)} \quad (3.2)$$

where G_t and G_r are the transmitter and bistatic receiver antenna gain, respectively, β and θ_b are the receiver-target pointing angles with respect to the transmitter-receiver baseline and the horizontal, respectively (see Fig. 3.1), α is the bistatic (transmitter-target-receiver) angle, and γ defines the angle formed by the polarization vectors of the scattered signal and the receiver (see Fig. C1 in *de Elia and Zawadzki* [2000]). As in Eq. 3.1, primed α , β and θ_b in Eq. 3.1 are also function of the integration variables (Φ', θ') .

Note that v_a in the integrand of Eq. 3.1 reflects the unknown actual bistatic apparent velocity at the considered target location (r'_1, Φ', θ') , while the resulting integration $\overline{v_a}$ is the measured apparent velocity assumed to be originated from scatters illuminated by the main lobe at (r_1, Φ, θ) . Defining $\omega = ZI / \int ZI d\Phi' d\theta'$ as the normalized weighting function, Eq. 3.1 can be simply written as

$$\overline{v_a}(r_1, \Phi, \theta) = \int v_a(r'_1, \Phi', \theta') \omega(r'_1, r'_2, \Phi', \theta') d\Phi' d\theta' \quad (3.3)$$

Taking into account the discrete data sampling in azimuth and elevation and the limited sidelobe contribution around the pointing angle (direction of the principal axis of the radar antenna gain pattern), the unknown actual v_a can be considered as solution of an inverse problem that could be obtained using a linear regularization method *Press et al.* [1992], hereafter presented.

b - A variational least-squares inverse solution

In essence, bistatic data sampling closely follows the monostatic radar sampling along a radial, with regular prescribed time delays. Since successive conical scans are performed with a regular azimuthal increment at each specified elevation, both bistatic and monostatic data are available in a discrete polar grid. Therefore Eq. 3.3 can be discretized onto these (Φ, θ) grid points on each ellipsoid of constant delay time or total distance $r_1 + r_2$. The transmitter antenna having gain levels that rapidly decrease from the main lobes with first sidelobe at a few degrees, it is quite natural to limit the integration in Eq. 3.3 to those points that are illuminated by the main lobe and first sidelobe. Moreover due to the non-coincidence of monostatic and bistatic data along a radial, observed monostatic reflectivity

on spheres should be interpolated beforehand onto bistatic ellipsoids in order to evaluate the normalized weighting function Eq. (3.2). Radial linear interpolation is performed from two successive monostatic datapoints on either side of a bistatic observation. If j and k represent the grid indices along Φ and θ , respectively, the measured apparent velocity \bar{v}_a at (j, k) can be finally approximated as

$$\bar{v}_a(\Phi_j, \theta_k) = \sum_{k'} \sum_{j'} \omega(\Phi_{j'}, \theta_{k'}) v_a(\Phi_{j'}, \theta_{k'}) \Delta\Phi \Delta\theta \equiv \sum_{k'} \sum_{j'} \omega'(\Phi_{j'}, \theta_{k'}) v_a(\Phi_{j'}, \theta_{k'}) \quad (3.4)$$

where summations involve all grid points that are illuminated by both antennas. The range of j' and k' is dependent on the radar scan and the considered angular aperture of the transmitting radar. With an antenna rotation of 1° in azimuth and elevation angles, and an axisymmetric representation of the antenna pattern over 4° about the main axis, j' and k' extend over 4 grid points on either side of j and k .

With respect to the unknown variables v_a , the set of Eq. 3.4 represents an underdetermined system of linear equations, that can be inverted by using a constrained linear inversion method. In this study, the variational least-squares analysis is expressed as solution of minimizing the following functional J expressed at discrete grid points

$$J = \sum_k \sum_j J_1(\Phi_j, \theta_k) + \mu \sum_q \sum_p J_2(\Phi_p, \theta_q) \quad (3.5)$$

with

$$J_1(\Phi_j, \theta_k) = \left[\sum_{k'} \sum_{j'} \omega'(\Phi_{j'}, \theta_{k'}) v_a(\Phi_{j'}, \theta_{k'}) - \bar{v}_a(\Phi_j, \theta_k) \right]^2 \quad (3.6)$$

$$J_2(\Phi_p, \theta_q) = \left[\left(\frac{\partial^2 v_a}{\partial \Phi^2} \right)^2 + \left(\frac{\partial^2 v_a}{\partial \theta^2} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial^2 v_a}{\partial \Phi \partial \theta} \right)^2 \right]_{\Phi_p, \theta_q} \Delta\Phi \Delta\theta \quad (3.7)$$

Indices p and q stand for only grid points where J_2 can be evaluated, which implies the existence of retrieved v_a . J_1 is the adjustment of v_a to the measured apparent velocity \bar{v}_a over the domain of observed data, while J_2 , the regularization term which acts as a low pass filter, is evaluated according to a finite difference scheme *Testud and Chong* [1983]. Coefficient μ is a relative weight between data adjustment and constraint terms, including implicitly the normalization factor for the units of these terms. Ideally solution in v_a would consist in obtaining zero for the integrated value of the adjustment term J_1 . However, because of the inherent numerical approximations in the discrete form of Eq. 3.5 and the errors attached to the measurements, a tolerance should be considered. In this study, an iterative search of the optimal μ is performed, which leads to a final integrated value of J_1 equal to about 15% of an initial value computed by considering the observed apparent velocity as initial solution. The minimization of J (Eq. 3.5) and the optimal μ

are repeatedly performed for each bistatic ellipsoid.

3.2.4 Performances of the correction method

a - Antenna characteristics and numerical datasets

In order to evaluate the correction method, simulated radar observations (Doppler velocity and reflectivity) from a bistatic radar network with only one bistatic receiver are used hereafter. The antenna characteristics are those of the DLR bistatic Doppler radar network, which consists of the monostatic C-band polarimetric diversity Doppler radar (POLDIRAD; *Schroth et al.* [1988]) and three bistatic receivers with horizontal and vertical angular aperture of 60° and 8° , respectively. Two of them are equipped with a second antenna of 22-degree vertical aperture, designed for thunderstorm observation, and this type of antenna is considered in this study. The one-way antenna gain patterns of the transmitting radar and remote bistatic receiver are shown in Figs. 3.2 and 3.3, respectively. The sidelobe level of the monostatic radar (Fig. 3.2a) is lower than -32 dB, while the low gain of the receiver (Fig. 3.3a) ranges roughly between -5 and -20 dB. A discretized form is introduced in the simulated sampling and numerical code of the correction method. Figure 3.2b depicts the discrete one-way antenna gain of the monostatic radar every 0.4 degree up to 4 degrees, and assumed to be axisymmetric about the principal axis. The receiver's antenna pattern is discretized (not shown) every 2 degrees in the horizontal (azimuthal) direction over the full 60-degree (30° on either side of the principal axis) span at the considered elevation in Fig. 3.3a. These discrete gain values are used to interpolate the antenna gain at any specific azimuth and elevation viewing angles of the observed radar bins, from both monostatic radar and bistatic receiver. Because the bistatic reflectivity is not used in the correction method, only the monostatic radar reflectivity will be sampled (simulated) along with monostatic and apparent bistatic Doppler velocity. Sampled monostatic reflectivity is defined as the two-way gain-weighted average of particles' reflectivity illuminated by the monostatic radar beam at the discretizing angle resolution of 0.4° in both azimuth and elevation about the principal axis. For Doppler velocity, Eq. 3.3 is used with the gain-weighting function I defined in 3.2 for the bistatic apparent velocity, while an equivalent equation with $I(r'_1, \Phi', \theta') = G_t^2(\Phi' - \Phi, \theta' - \theta) \cos \theta' / r_1'^2$ can be found for the monostatic radial velocity.

The radar samplings are derived from the three-dimensional wind and reflectivity fields associated with an African squall-line system as simulated by mesoscale nonhydrostatic (Meso-NH) atmospheric model, jointly developed by Centre National de Recherches Météorologiques and Laboratoire d'Aérodynamique (*Lafore et al.* [1998]) over a domain of 350 km x 400 km with a grid resolution of 2.5 km x 2.5 km. A variable vertical resolution is considered, ranging from 150 m near the surface to 700 m at the top level of 15 km. Linear distance interpolation from the closest model grid values is used to specify the wind components and reflectivity at an observation point. Figure 3.4 presents a horizontal section

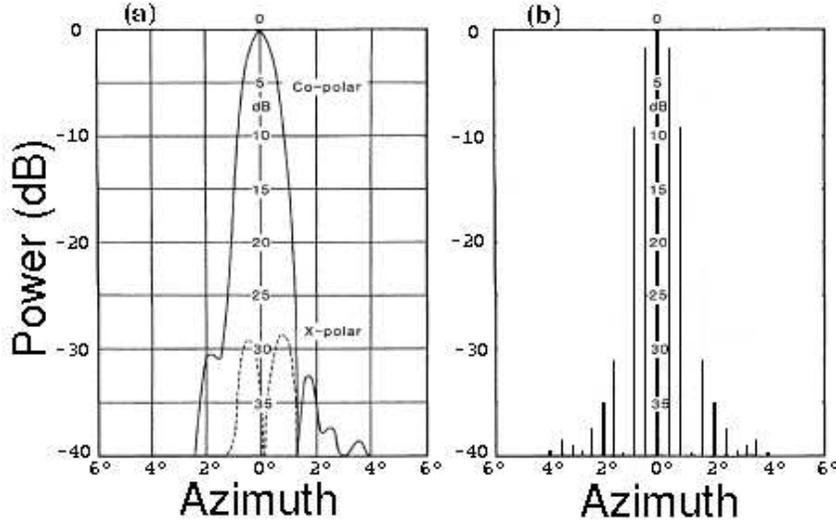


FIG. 3.2 – One-way antenna pattern (dB) of the DLR monostatic radar (POLDIRAD) within 6-degree azimuthal span : (a) measured pattern, (b) axisymmetric discrete pattern. Adapted from *Friedrich* [2002].

of the wind vectors and reflectivity contours at 0.5-km altitude within a restricted domain of 60 km x 60 km (this is the Doppler analysis domain used in the following). It shows the middle portion of a northwest-elongated (300-km long) squall line with well-defined opposing front-to-rear flow (southeast region) and rear-to-front flow (northeast region) which is associated with reflectivity > 40 dBZ. Origin of the Cartesian frame (with x pointing to east, and y toward north) coincides with the position of the monostatic radar (MO), while the bistatic receiver (BI) is located 30 km to the south, as reported in Fig. 3.4a. Figure 3.4b shows a vertical cross section at $y = -10$ km which indicates the vertical extension of the convective cells (> 30 dBZ) ranging from 5 km to 12 km altitude. The flow structure is composed of marked low-level rear-to-front flow behind low-to-mid front-to-rear flow feeding convective updrafts which detrain at upper levels into a forward anvil. The orientation of the receiver (principal axis) is toward 60° from North and its angular aperture can capture major features of the squall-line system, as can be seen 3.4a. Radar sampling is over a range of 60 km with a range resolution of 300 m (*i.e.*, 200 range gates). Due to the depth of the squall-line system (14 km), a series of 18 conical scans with an azimuthal resolution of 1° is performed at the respective elevations of 0.5° , 1.0° , 1.5° , 2.0° , 2.5° , 3.0° , 3.5° , 4.0° , 5.0° , 6.0° , 7.5° , 9.0° , 10.5° , 12.0° , 13.5° , 15.0° , 17.0° and 20.0° . As for the bistatic sampling, 200 gates are also considered with a delay time increment of 2 μ s corresponding to a variation of 600 m in the transmitter-target-receiver pathlength.

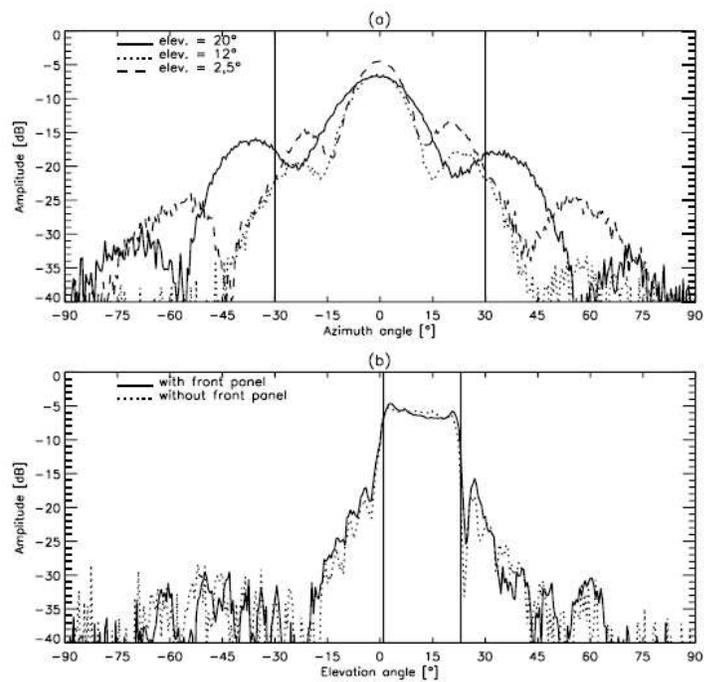


FIG. 3.3 – One-way receiving power pattern (dB) of the vertically polarized bistatic antenna measured in (a) azimuthal direction and for 2.5° , 12° , and 20° elevation angles, and (b) vertical direction for an azimuth angle of 0° , with (solid line) and without (dashed line) front panel. Adapted from *Friedrich* [2002].

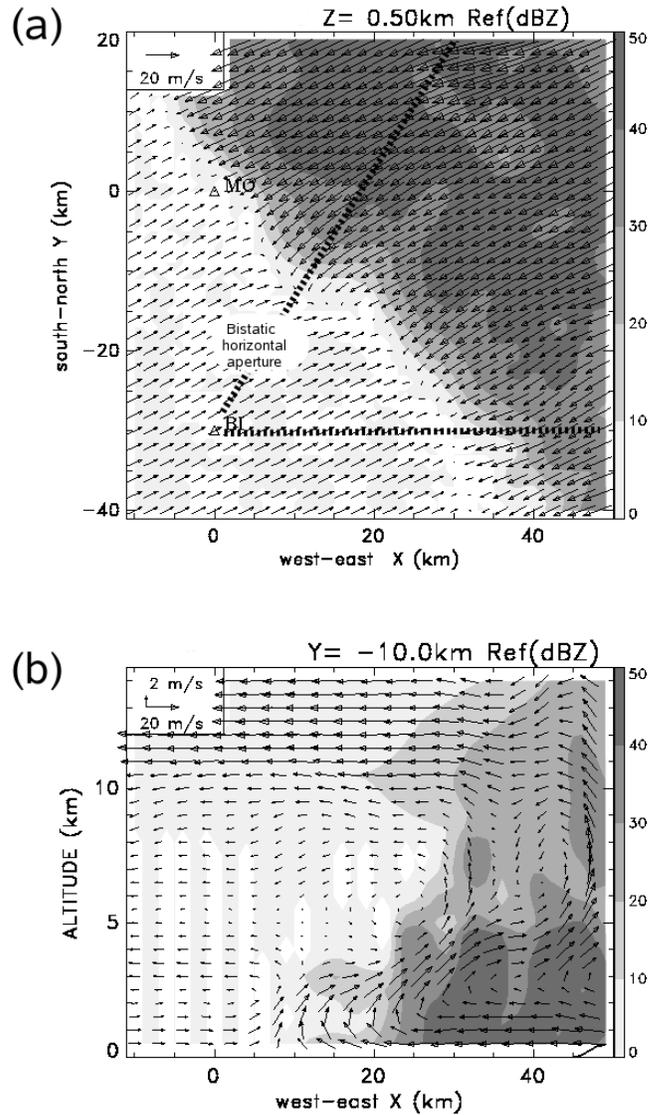


FIG. 3.4 – (a) Wind vectors and reflectivity (dBZ) pattern (grey scale) at 0.5-km altitude within a squall-line system as simulated by the Meso-NH model. Winds are plotted every 2 km, and their scale is indicated in the upper left corner. Positions of the monostatic radar (labelled MO) and bistatic receiver (BI), from which pseudo-Doppler observations are performed, are reported. (b) Vertical west-east cross section of wind vectors and reflectivity at $y = -10$ km.

Two datasets have been generated. The first one uses the discretized radar beam patterns (including sidelobes), and it is referred to as the “observed” dataset to which the variational correction method applies. The second one is an “idealized” dataset since it is derived by representing the antenna gain as a pure Dirac function (*i.e.* without main lobe extension and sidelobes), which is of course impracticable in current applications. Here, it provides a means for quantifying the degree of the sidelobe contamination and correction through a comparative study between idealized and observed data on one hand, and idealized and corrected data on the other hand, respectively. This terminology will be kept in the following.

b - Sidelobe effects and correction

Examples of the bistatic apparent Doppler velocity before and after sidelobe correction, along with the idealized velocity, are given in Fig. 3.5 for two different scan elevation angles of the transmitting radar (0.5° and 9° , respectively). Data are represented in the radar polar grid. In this section and next section, positive Doppler velocity is defined toward the receiver. At both low (upper panel) and high (lower panel) elevation angles, we can note how sidelobe contamination may greatly affect the apparent Doppler velocities in some areas when comparing idealized (left panel) and observed (middle panel) measurements. This occurs to the east of the radar at low elevation (20 ms^{-1} contour) and to the east of the receiver at higher elevation (10 ms^{-1} contour). On the contrary, details of idealized Doppler velocity field are mostly recovered when sidelobe correction (right panel) is implemented.

As noted by *de Elía and Zawadzki* [2000], region of high reflectivity and well illuminated by both antennas will predominate, consistently with the Doppler velocity weighting function ω in Eq. 3.3. Because non-contaminated bistatic Doppler velocity changes with view point, the observed ω -weighted velocity is then highly dependent on its distribution with respect to the ω function shape within the region illuminated. In particular the presence of high velocity shear may contribute to exacerbate the Doppler velocity contamination. Figure 3.5 shows that the contamination at low elevation angle occurs at 40-50 km range from MO radar in regions where reflectivity varies between 40 and 50 dBZ and horizontal flow presents a vertical shear (Fig. 3.4b). No contamination is observed along the squall-line leading edge with reflectivity of 0-30 dBZ over less than 10 km. At higher elevation angle, the Doppler velocity contamination is found along this leading edge where the marked horizontal gradients of reflectivity may extend up to 5-8 km altitude. It occurs at a distance (30-50 km from MO) where the range-increasing illuminated ellipsoid surface can be concerned by more reflectivity and/or velocity variations than at lower distance.

To quantify more precisely the improvement of the correction to the observed bistatic Doppler velocity, statistics of the observed minus idealized and corrected minus idealized differences (hereafter referred to as O - I and C - I differences, respectively) at each conical scan are estimated and plotted in Fig. 3.6. Figures 3.6a and 3.6b (respectively 3.6c

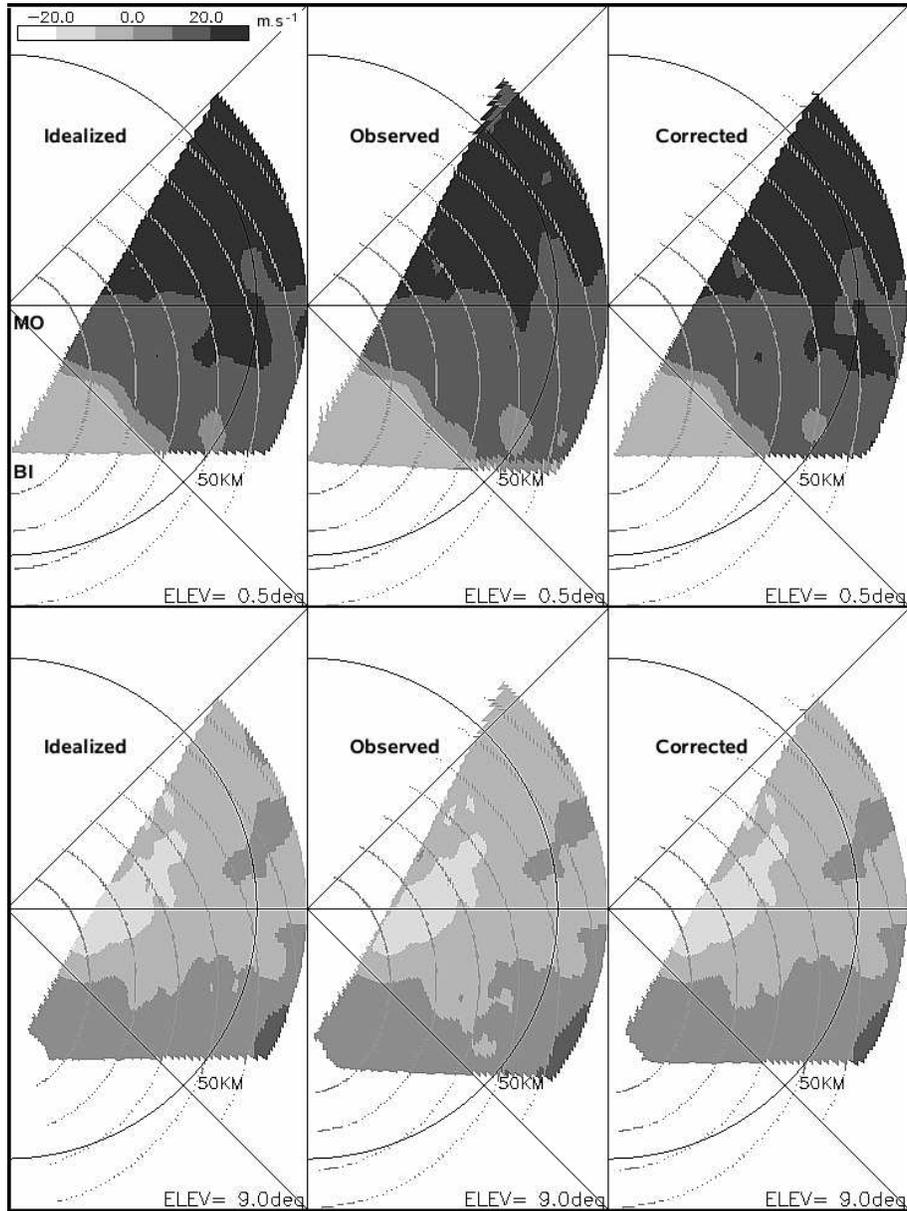


FIG. 3.5 – PPI representation at 0.5° (upper panel) and 9° (lower panel) elevation angles, of idealized (no sidelobes, left panel), observed (sidelobes included, middle panel), and sidelobecorrected (right panel) bistatic apparent Doppler velocity ($m s^{-1}$), respectively, in the polar grid of the monostatic radar. Bistatic receiver is located 30 km to the south of the transmitting radar, having an antenna aperture of 60° and oriented (principal axis) toward 60° . Ellipsoids of constant time delay corresponding to total pathlengths of 45, 60, 75, ... km are reported. Datasets are issued from a radar sampling of a simulated tropical squall line.

and 3.6d) represent the elevation profiles of the average and standard deviation of the O - I (respectively C - I) differences along with the correlation factor between observed (respectively corrected) and idealized data, and the distribution of O - I (respectively C - I) differences per class of 0.5 ms^{-1} , respectively. These figures clearly demonstrate the significant reduction of the sidelobe contribution by the proposed method, which allows to concentrate mean difference around zero ($<0.3 \text{ ms}^{-1}$ in magnitude) and standard deviation at a reasonable level of about 0.5 ms^{-1} throughout most of the scanned volume (Fig. 3.6c). This contrasts with the higher statistical values found in the O - I differences (Fig. 3.6a) which could reach 1 ms^{-1} and 1.3 ms^{-1} , respectively. The region of maximum standard deviation at $9\hat{\text{A}}^\circ$ elevation angle is consistently associated with a decrease of the correlation factor. Correlation factor for the corrected dataset is roughly close to unity. Within the whole volume, the distribution of the differences (Figs. 3.6b and 3.6d) is also consistent with the above discussion, with a larger dispersion of O - I differences between -5.5 and 3.5 ms^{-1} , while the C - I differences range within $\pm 2 \text{ ms}^{-1}$ with a higher peak level around zero. It should be noted the quasi-symmetrical character of this latter distribution around zero, suggesting that the sidelobe correction does not introduce additional bias. As stated in Sec. b -, discrete representation of the correction method contributes to the difference between corrected and idealized Doppler velocity. Moreover the largest standard deviation of the differences at the first radar elevation angle (0.5°) can be attributed to the fact that the correction method is limited to regions of available observations, implying the non-representation of contribution at lower angle where either the main lobe or sidelobes hit the surface.

c - Corrected vs uncorrected retrieved 3D wind fields

The 3D wind fields from the combination of the observed, idealized and corrected bistatic Doppler velocity datasets with the corresponding monostatic Doppler data have been processed according to the multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT). The wind retrieval was performed over the Cartesian domain shown in Fig. 3.4, with a grid resolution of 1 km in the horizontal and 0.5 km in the vertical. Details of the MUSCAT algorithm, initially developed for airborne Doppler data and later adapted to ground-based radar observations over flat or complex terrain, can be found in *Bousquet and Chong* [1998], *Chong and Cosma* [2000] and *Chong and Bousquet* [2001]. The relationship between the wind components and the apparent bistatic Doppler velocity naturally takes into account of the specific geometry of the bistatic measurements (Fig. 3.1). Because the 3D wind field issued from MUSCAT through a least squares analysis does not strictly satisfy the mass conservation equation, an a posteriori upward integration of this equation (with zero vertical velocity at the surface in the present study) is necessary and performed according to the method proposed by *Georgis et al.* [2000]. This method aims at modifying the MUSCAT-derived horizontal wind components in such a way that they lead to vertical velocity with minimized horizontal gradients within the 3D volume and minimized magnitude at the upper boundary.

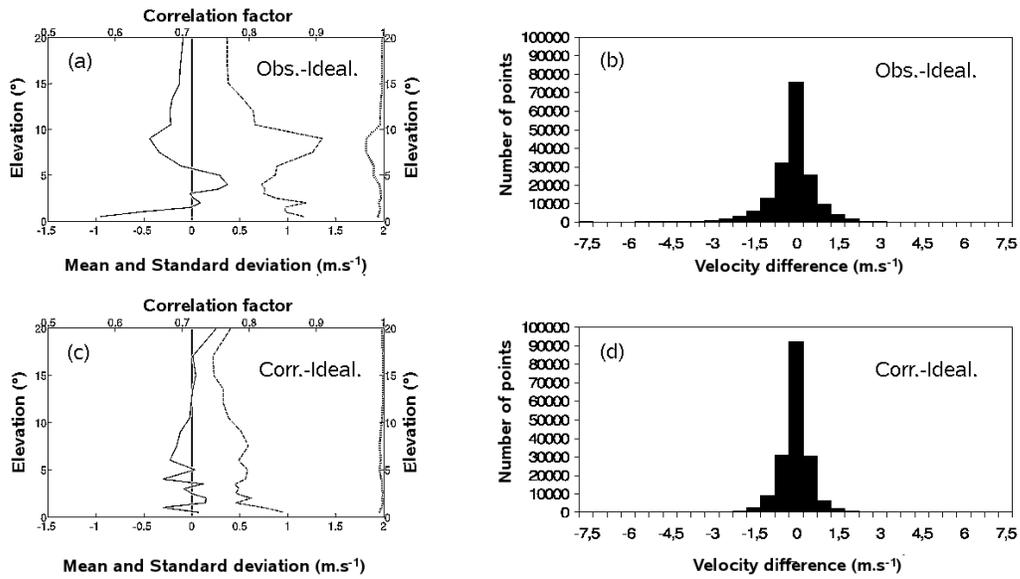


FIG. 3.6 – Left panel : Elevation profiles of mean (solid line) and standard deviation (dashed line) of differences, and correlation factor (dotted line) between (a) observed and idealized bistatic apparent Doppler velocity, and (c) sidelobe-corrected and idealized apparent Doppler velocity. Right panel : Distribution (histogram) per class of 0.5 m s^{-1} of (b) observed minus idealized, and (d) sidelobe-corrected minus idealized differences in Doppler velocity shown in (a) and (c), respectively.

Figure 3.7 shows the wind vectors and reflectivity pattern at 7-km altitude, as simulated by the Meso-NH model (Fig. 3.7a), and issued from the analysis of idealized (Fig. 3.7b), observed (Fig. 3.7c), and corrected (Fig. 3.7d) data. An important point is the high quality of MUSCAT winds in the absence of sidelobe contamination (idealized case, Fig. 3.7b) which match well the simulated winds (Fig. 3.7a) in both intensity and direction. This allows us to compare directly the different retrieved wind fields (see below), which avoids consider the data processing errors inherent to the data interpolation and filtering. As a consequence of sidelobe contamination, the observed winds exhibit a large region ($\geq 400km^2$) of overestimated intensity and false direction to the east of the bistatic receiver, ahead of the convective cells (Fig. 3.7c). At the leading edge of the squall-line system (around $x = 40$ km and $y = -25$ km, the actual westward flow is observed as a northward inflow. By geometric construction from Figs. 3.7b and 3.7c, difference wind vectors are found to be mainly oriented toward northeast, with major northward component. This biased flow no longer subsists with the corrected wind field (Fig. 3.7d) which remarkably resembles the idealized one. The associated O - I and C - I absolute differences in the wind component u (Figs. 3.8a and 3.8b, respectively) and v (Fig. 3.8c and 3.8d, respectively) indicate the dramatic extension of biased observed components that could result from the sidelobe contribution and its efficient diminution by the correction method (see the 3 ms^{-1} contour for example). It is interesting to note that the region of low observed differences (*e.g.*, $< 1\text{ ms}^{-1}$) supposed as sidelobe-free, remains unchanged after correction, suggesting no extra-modification of the observed bistatic Doppler velocity is artificially introduced if not needed.

Statistics of the O - I and C - I differences at each level are shown in Figs. 3.9 (left and right panels, respectively), for horizontal wind component u (upper panel, Figs. 3.9a-b) and v (middle panel, Figs. 3.9c-d), and vertical velocity w (bottom panel, Figs. 3.9e-f). An overall look at Fig. 3.9 gives an idea on how the correction method of sidelobe-contaminated bistatic Doppler velocity could yield reliable 3D wind field. Compared to the observed components, the corrected components have lower and stable residuals with the idealized ones throughout the depth of the retrieval domain. This improvement not only concerns the horizontal wind components, but also the vertical velocity. The following comments arise from the examination of Figs. 3.9a, 3.9c, and 3.9e. The region of maximum O - I differences in u and v between 4 and 8 km altitude (Figs. 3.9a and 3.9c), associated with a region of potentially large gradients of reflectivity which favour sidelobe contamination (*de Elía and Zawadzki* [2000]; *Friedrich and Hagen* [2004a]). Both observed u and v are overestimated on the average, with maximized standard deviations of the O - I differences and rapid uncorrelation, in a way consistent with the above-mentioned northeastward orientation of the difference wind vectors of Figs. 3.7b and 3.7c, suggesting their major contribution. Larger differences in v are inherent to the dual-Doppler analysis which is associated with uncertainty nearly twice as large in that component parallel to the radar baseline as in the normal component (*Testud and Chong* [1983]), notably in the layer of largest differences in u and v . Maximum differences are obtained at the top of this layer (8 km) rather

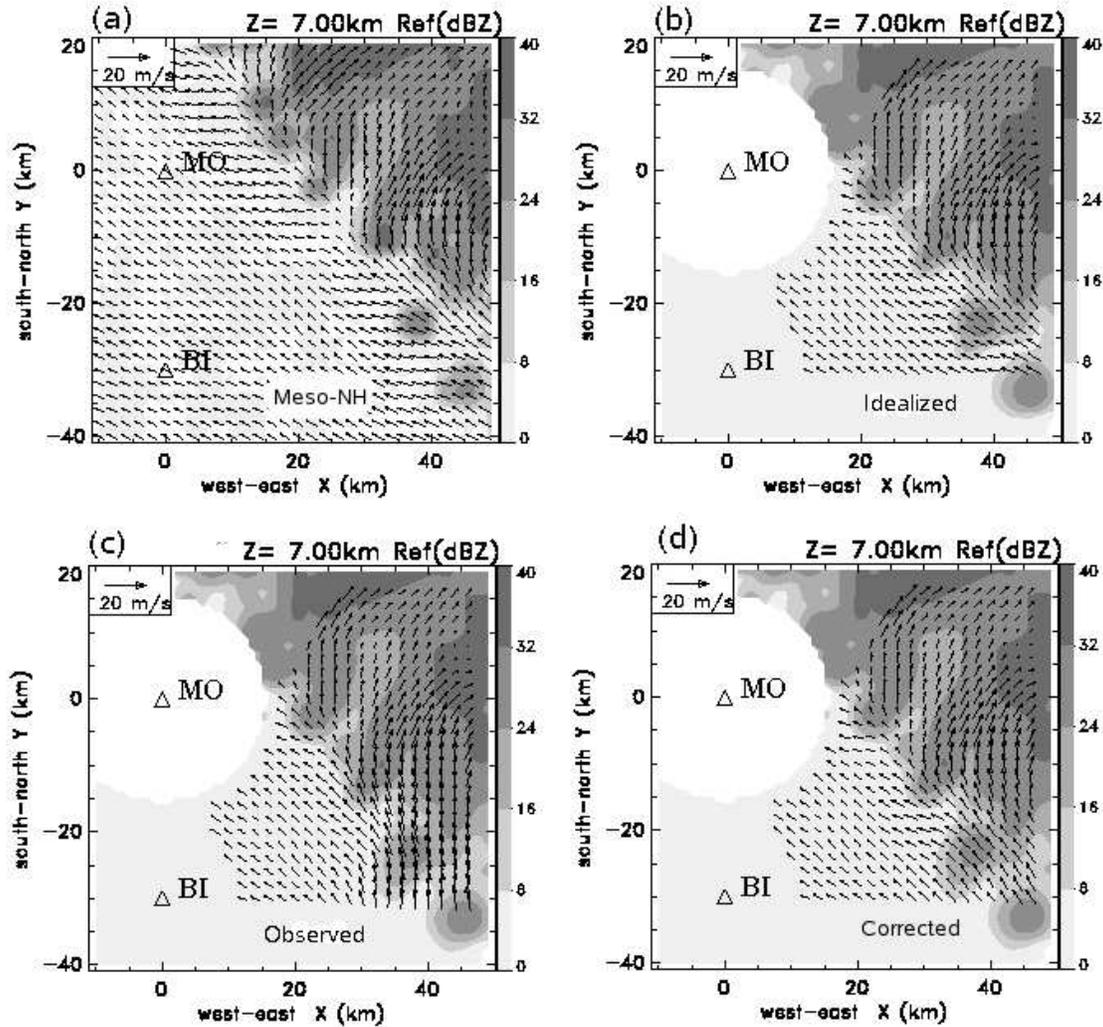


FIG. 3.7 – Horizontal cross section of flow structure (vectors) and reflectivity (dBZ) pattern (grey scale) at 7-km altitude, as deduced from (a) numerical modelling, and MUSCAT analysis of (b) idealized, (c) observed, and (d) sidelobe-corrected bistatic apparent Doppler velocity data, respectively with monostatic Doppler data. Every other wind vector is plotted, and the scaling wind vector is indicated in the upper left corner of each panel. MO and BI indicate the positions of the monostatic radar and bistatic receiver, respectively.

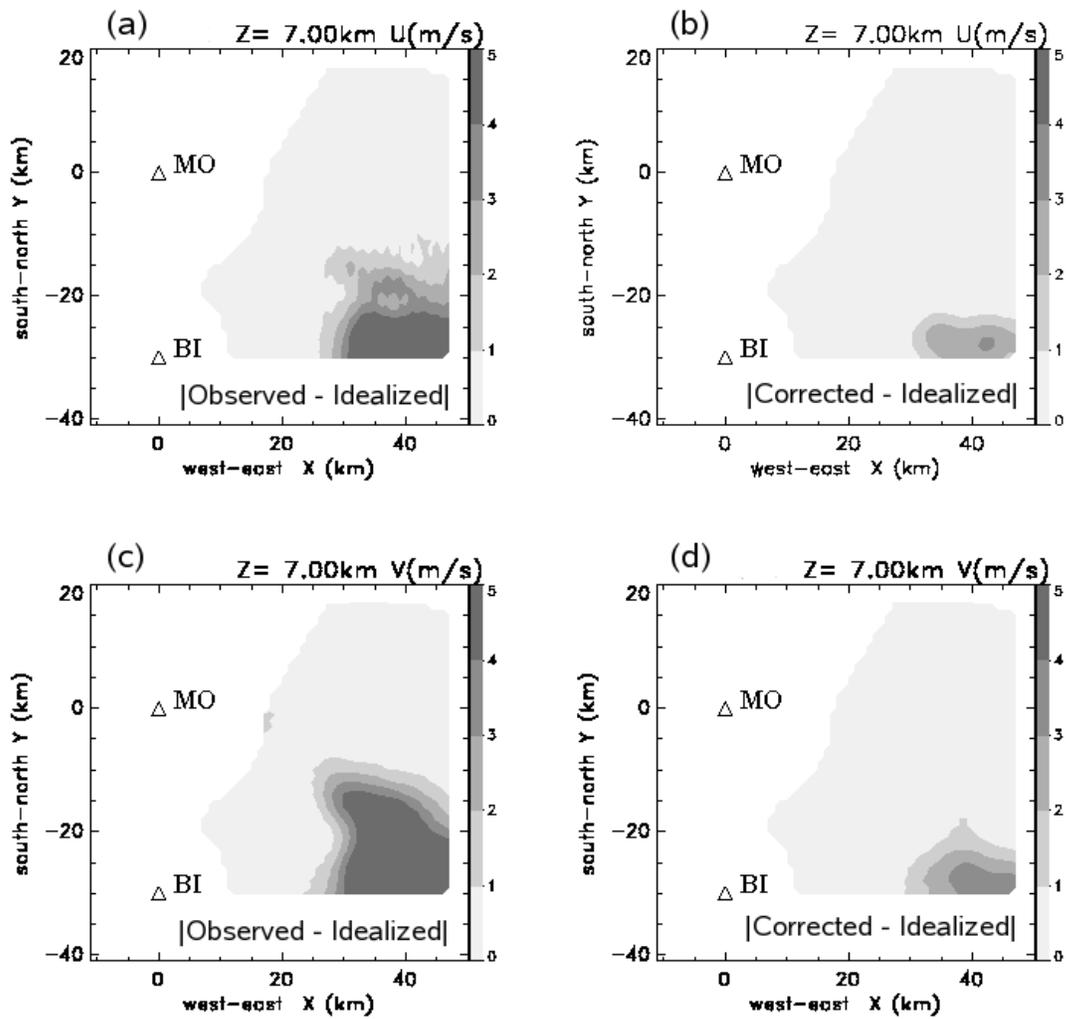


FIG. 3.8 – Horizontal cross section of absolute differences in (a)-(b) u and (c)-(d) v wind components at 7-km altitude. The differences between observed and idealized components are plotted in the left panel, while those between sidelobe-corrected and idealized components are in the right panel.

than the altitude (6.5 km) of maximum u and v differences, as a consequence of error accumulation in the upward integration process. Finally as side effects, statistics of the vertical velocity which is related to the horizontal wind components through the upward-integrated mass continuity equation, tend to degrade upward. Undoubtedly, 3D wind field analysis combining Doppler measurements from a bistatic Doppler radar network would greatly benefit from the use of a sidelobe correction to measured bistatic Doppler velocity such as the proposed method, as well in avoiding to discard regions of potentially degraded data as in refining the description of the airflow structure.

3.2.5 Application to observed data

On 8 May 2000, the DLR bistatic Doppler radar network was operated during one hour with the receiver installed at Lagerlechfeld, at 34 km to the west-northwest (290°) of the POLDIRAD monostatic Doppler radar located at Oberpfaffenhofen (southern Germany). The principal axis of the receiver was oriented at 142° , with an antenna aperture of 60° in the horizontal and 22° in the vertical. Data gathered at 1600 UTC are used in this study. They correspond to a case of non-aliased Doppler velocity, from both radar and receiver. Figure 3.10 shows the reflectivity pattern from POLDIRAD (Fig. 3.10a) and the corresponding apparent Doppler velocity as observed by the receiver (Fig. 3.10b), at an elevation angle of 3° . The edge of the bistatic data region (Fig. 3.10b) clearly delineates the horizontal aperture receiver's antenna (from Lagerlechfeld) and a portion of the farthest ellipsoid of constant delay time. Figure 3.10 indicates the presence of a precipitation cell (> 24 dBZ) at the southern part of the bistatic observation domain, associated with a core of negative apparent Doppler velocity ($< -5 \text{ m.s}^{-1}$). The POLDIRAD sampling was performed at 8 successive elevation angles (i.e., 1° , 2° , 3° , 5° , 7° , 10° , 14° , and 20° , respectively) with an azimuthal increment of 0.63° , and over a range of 45 km with a range gate spacing of 150 m. At the receiver, 126 range gates were sampled with a delay time increment of $1.25 \mu\text{s}$. The sidelobe correction method has been applied to the observed bistatic apparent Doppler velocity, with the discretized radar and receiver antenna gain pattern as described in section 3.2.4a. Finally, 3D wind field analysis from either observed or corrected Doppler measurements has been performed in a Cartesian frame of 50 km x 50 km, centered at (-10 km, -10 km) from POLDIRAD, with a grid resolution of 0.5 km in the horizontal and 0.2 km in the vertical.

A comparison of the corrected and observed wind field is shown in Fig. 3.11. The flow structure and precipitation pattern at 0.2-km altitude (above ground level) from the corrected bistatic data is presented in Fig. 3.11a, while Fig. 3.11b is a plot of the C - O difference wind vectors. These are the correction vectors that should be added to the observed (sidelobe-contaminated) wind vectors to obtain the corrected wind vectors. In particular an eastward orientation of these wind vectors is found in a region of northwesterly low-level flow at the southern edge of the observed domain. Although these corrections appear quite small ($< 1 - 2 \text{ m.s}^{-1}$), they are consistent with the reflectivity pattern. Indeed,

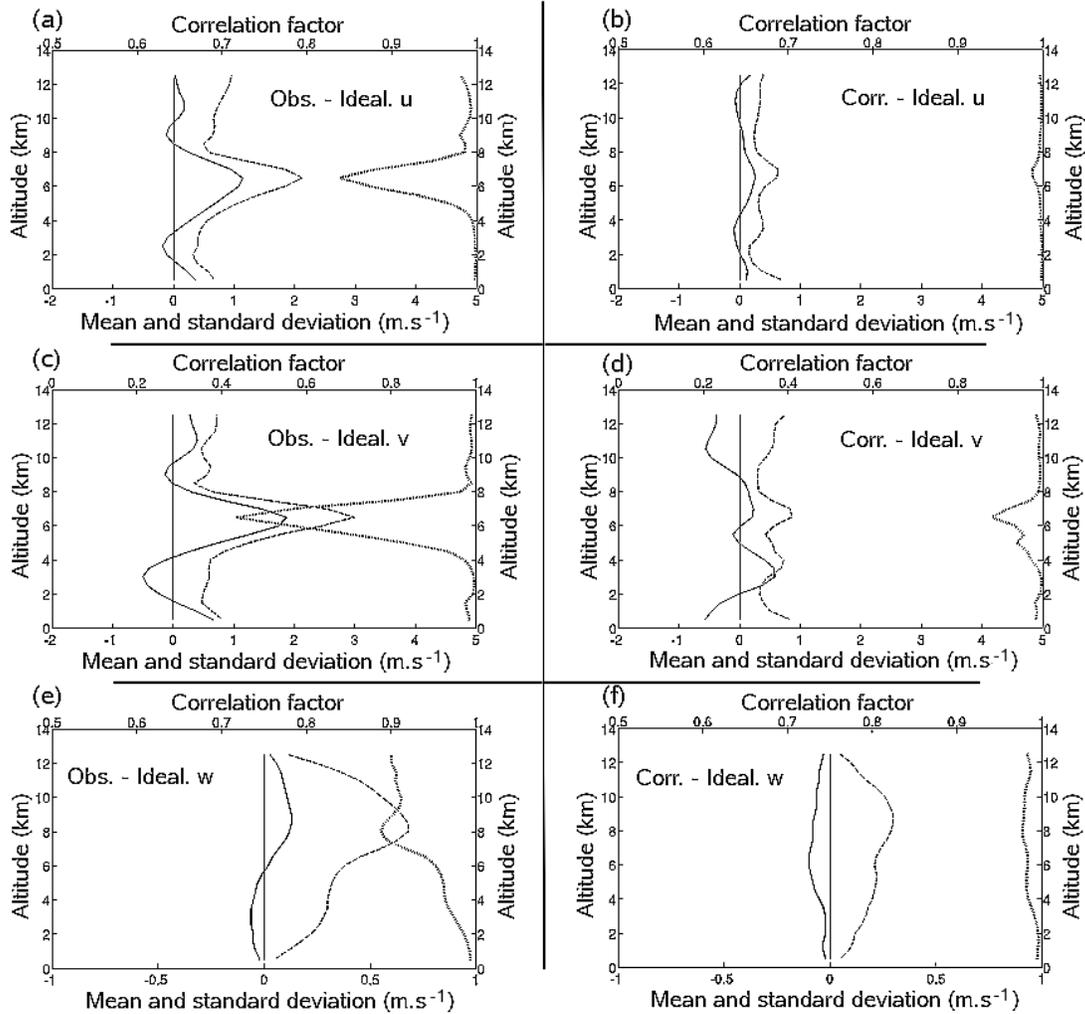


FIG. 3.9 – Height profiles of mean (solid line) and standard deviation (dashed line) of differences, and correlation factor (dotted line) between observed and idealized (left panel), and sidelobe-corrected and idealized (right panel) wind components : (a)-(b) u component, (c)- (d) v component, and (e)-(f) w vertical velocity. Note that the correlation factors for u and w are displayed between 0.5 and 1, while that for v is between 0 and 1.

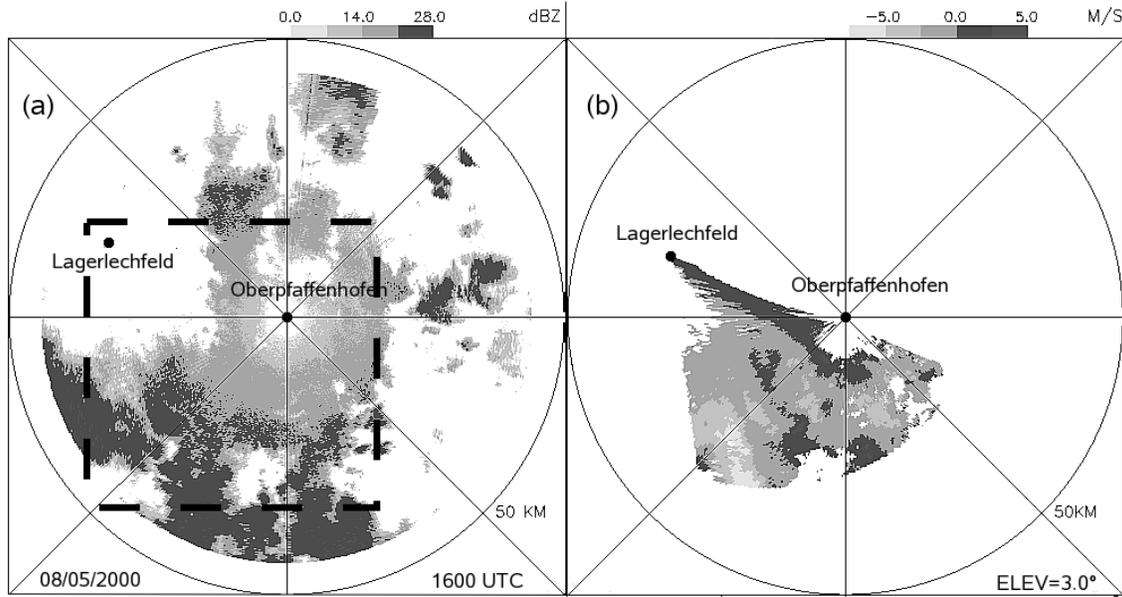


FIG. 3.10 – PPI representation at 3° elevation, of (a) radar reflectivity (dBZ) from POLDIRAD (DLR) at Oberpfaffenhofen, and (b) bistatic apparent Doppler velocity (ms^{-1}) measured at Lagerlechfeld to the northwest of POLDIRAD, on 8 May 2000, 1600 UTC.

the major corrections to the south occur in a region where reflectivity gradient may have influenced the apparent bistatic Doppler measurements. As long as the corrected wind field may represent the actual wind field, this region can be viewed as of highest improvement. It is also interesting to analyze how important is the improvement in the observed bistatic Doppler velocity. Figure 3.12 represents the elevation profiles of average and standard deviation of the C -O differences. The correlation factor between observed and corrected bistatic Doppler data is also reported. On the average, the sidelobe correction does not affect greatly the observations since the magnitude of the mean correction is below $0.2 ms^{-1}$. However, the relatively large dispersion ($>0.75 ms^{-1}$) of the differences at low and high elevation angles suggests that punctual improvement may have been realized, and hence the lower the correlation factor the higher is the correction/improvement.

Figures 3.13a-b and 3.13c-d present the statistics of the C -O differences for the Cartesian wind components u and v , respectively. Since the vertical component w results from the estimation of u and v , the differences for this parameter will not be discussed here. Height profiles in the left panel are obtained within the full domain of interest, while those in the right panel concern a limited domain containing the major correction as found in Fig. 3.11b, and defined as $x = [-20, 10]$ km, and $y = [-30, -20]$ km. With respect to the wind analysis domain (Fig. 3.13a and 3.13c), the mean differences in u and v are close to zero, suggesting that sidelobe contamination could not generate large wind bias as in the simulated case. However their close standard deviation between 0.5 and $1.0 ms^{-1}$ indicates that

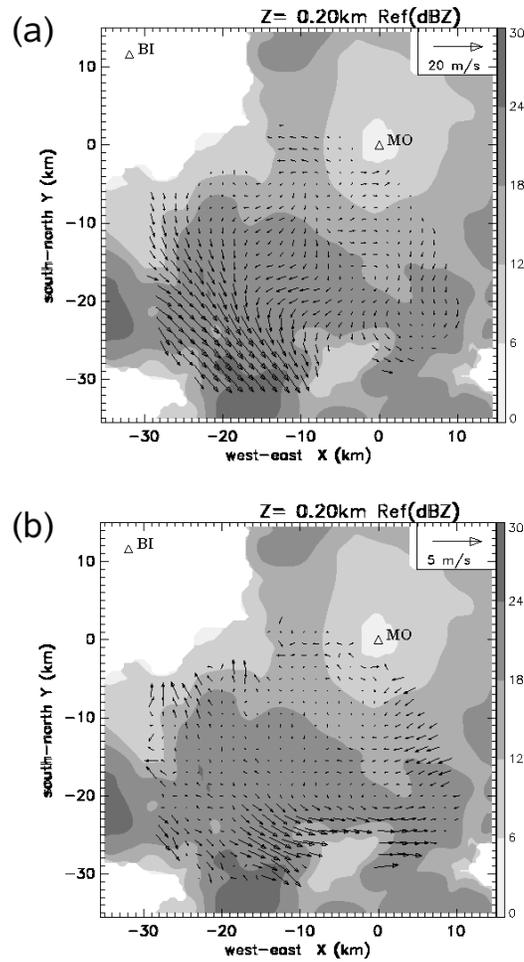


FIG. 3.11 – Horizontal cross section of MUSCAT-derived wind and reflectivity field at 0.2-km altitude : (a) sidelobe-corrected wind structure, and (b) corrected minus observed wind field. The scaling vector is indicated at the upper right corner of each panel. MO and BI represent the location of the monostatic radar and bistatic receiver.

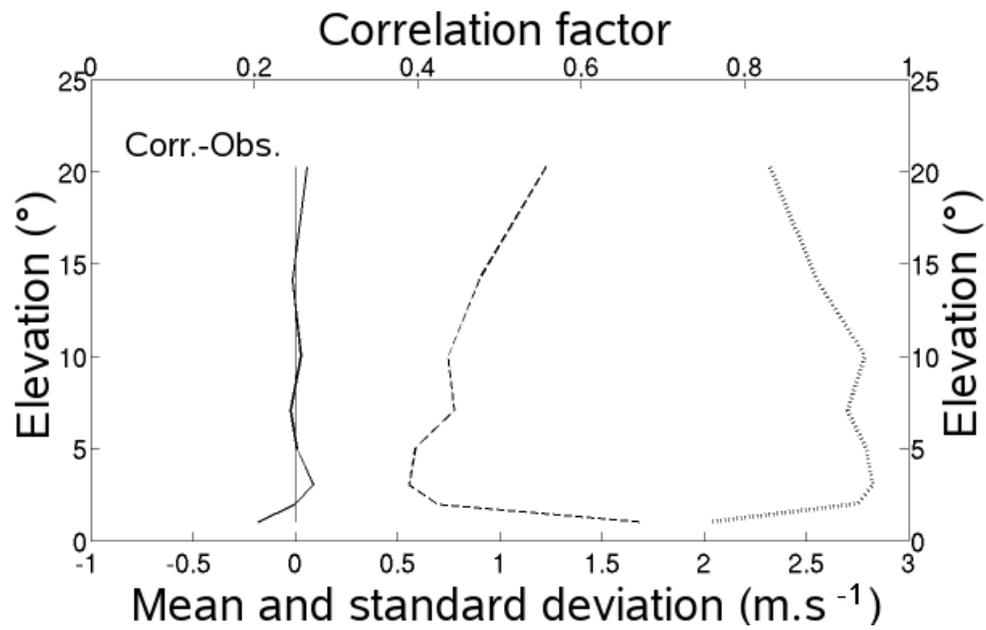


FIG. 3.12 – Elevation profiles of mean (solid line) and standard deviation (dashed line) of differences, and correlation factor (dotted line) between sidelobe-corrected and observed bistatic apparent Doppler velocity.

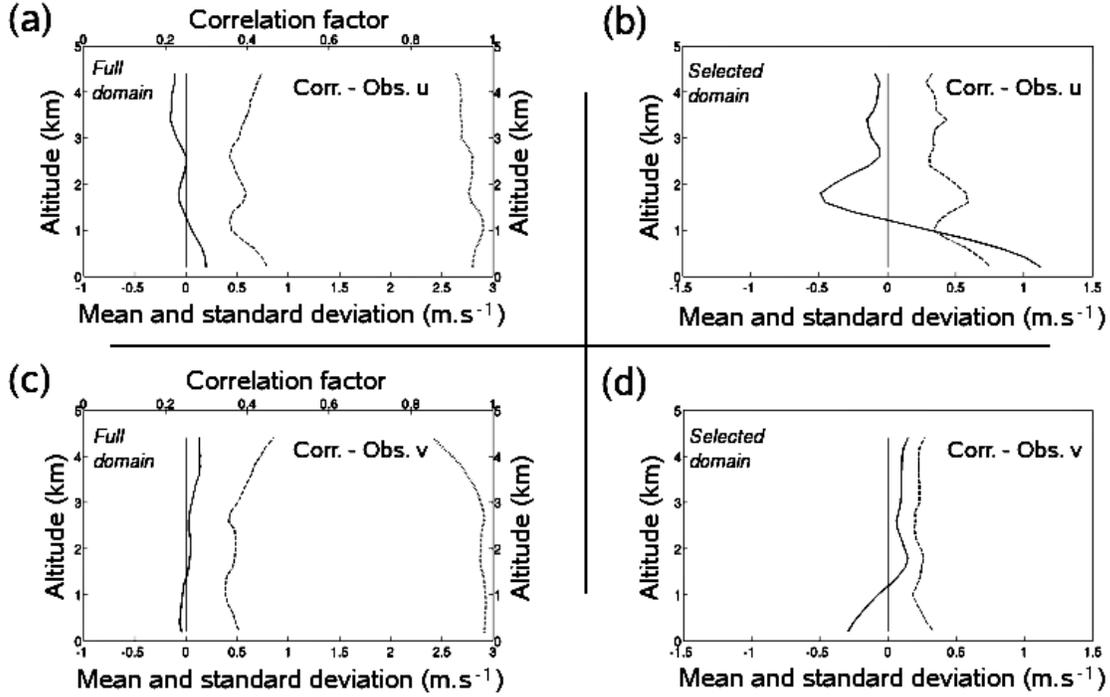


FIG. 3.13 – Height profiles of mean (solid line) and standard deviation (dashed line) of differences between sidelobe-corrected and observed horizontal wind components, within the whole domain (left panel) and a limited (see text) domain of maximized differences (right panel) : (a)-(b) u component, and (c)-(d) v component. The correlation factors for u and v within the whole domain are also reported in (a) and (c), respectively.

both components are improved by the correction of the bistatic Doppler measurements, as also measured by the deviation of the correlation factor from unity. The height variations of the correlation factor greatly resemble the mirror image of the standard deviation variations. Within the limited box (Figs. 3.13b and 3.13d), the height profiles of the (C - O) u and v differences clearly show that the major improvement is accomplished for the u component. Globally, the corrections for u are more than twice those for v , consistently with the mostly west-east orientation of the radar baseline along which wind components have larger uncertainty (*Testud and Chong [1983]*). Note also that they are concentrated in the lower part of the atmosphere, mainly due to the Doppler velocity correction at the first elevation angle (Fig. 3.12). It is probable that surface ground-clutter contamination may have contributed to the large difference at lower altitudes in addition to large reflectivity difference.

3.2.6 Conclusion

This paper has analyzed a solution to the problem of sidelobe contamination of bistatic apparent Doppler velocity measurements involved in a bistatic Doppler radar network. So far in the context of 3D wind field analysis by combining a traditional Doppler radar with one or more bistatic receivers, identification and hence removal of regions of high degree of contamination were necessarily crucial steps to obtaining reliable wind fields. Several methods were then proposed, using the monostatic radar reflectivity assumed to be non-contaminated by sidelobes either to detect echo regions with large gradient generally observed to be associated with sidelobe effects, or to evaluate the degree of contamination by modelling and comparing the sidelobe and total powers that reach the receiver, for example. Really the wind field analysis will benefit from a systematic elimination of such regions of potentially degraded bistatic apparent Doppler velocity, at the cost of considerably reducing the volume visible to each receiver and hence the volume description of the airflow structure.

In this study, an alternative has been examined to the forced rejection of bistatic Doppler data suspected to be contaminated by sidelobe echoes, on the basis of restoring the non-measured “actual” (*i.e.*, non-contaminated) bistatic Doppler velocity from both monostatic radar and bistatic receiver measurements. The correction approach has been established on a modelled expression of the observed bistatic apparent Doppler velocity which is defined as the reflectivity-weighted average of actual Doppler velocity of particles within individual volume samples. This expression involves the antenna gain pattern of both transmitting and receiving radars. It was shown that the searched actual Doppler velocity can be solution of an under-determined inverse problem that can be handled as a constrained (regularization) linear inversion problem. A variational least-squares analysis method has been developed on discrete points of bistatic observations at constant time delay lying on an ellipsoid surface, with a regularization constraint based on the second derivatives and acting as a low-pass filter.

To analyze the performances of the proposed sidelobe correction method, an application to simulated radar observations involving one remote receiver was carried out. An example of application to experimental data collected by DLR bistatic Doppler radar network within a moderate precipitation system observed on 8 May 2000 in Germany, was also presented. Characteristics of this radar network were used to simulate pseudo-Doppler observations from a modelled tropical squall-line system. In particular, idealized but impracticable dataset was generated, consisting of fully sidelobe-free bistatic apparent Doppler velocity. This permitted to quantify the effective improvement of the correction method on the bistatic Doppler velocity and hence the retrieved 3D wind field, through a comparative study. Statistics of the differences between observed and idealized velocity structure (including Doppler velocity and deduced Cartesian wind components) on the one hand, and corrected and idealized velocity structure on the other hand clearly showed the very low level of the corrected minus idealized differences (mean and standard deviation) against the

significantly high level of the observed minus idealized differences. As previously observed, maximized severe (in the simulated case) to low (in the experimental application) correction occurred in regions of potentially high gradients of reflectivity. It was also found that regions of low observed minus idealized differences remained unchanged after correction, which means that the sidelobe correction method only acts on needed regions and does not introduces any artificial modification. Finally, the proposed sidelobe correction offers a real opportunity to take advantage of the full coverage of bistatic Doppler measurements (say, without rejection of sidelobe-contaminated data) from a bistatic Doppler radar network, dedicated to the description of the three-dimensional airflow structure.

Chapitre 4

L'expérience, le traitement des données

L'échantillonnage d'un système précipitant par un radar météorologique Doppler obéit à un protocole précis. Dans ce chapitre, nous décrivons le protocole, mis en oeuvre pour RONSARD, au cours de la SOP. Cependant, la collecte des données ne saurait être séparée d'une longue analyse de ces dernières *a posteriori*. Cette analyse peut se résumer en deux étapes toutes deux primordiales. La première consiste à rejeter les données contaminées en se basant sur des critères objectifs (rejet du bruit et des échos de sol). La seconde consiste à corriger les vitesses Doppler souffrant d'un repliement de spectre lors de l'échantillonnage en utilisant une méthode adaptée.

4.1 Déroulement de l'expérience

Compte tenu du danger causé par l'exposition au fort rayonnement électromagnétique émis par un radar météorologique Doppler, le dispositif d'étude est situé loin de toutes activités humaines, et donc, dans le cas particulier d'expériences effectuées dans des régions reculées du globe (ce qui est notre cas ici), généralement loin d'une source stable d'énergie pour l'alimenter. Ce simple fait appelle à une rigueur absolue dans l'intendance d'une expérience comme la nôtre, à cause de la mise en oeuvre d'un groupe électrogène pour alimenter le dispositif. Niveau d'huile, d'essence et autres vérifications du fonctionnement dudit groupe, en terme de fréquence (50 Hz) et de tension du signal triphasé (380-400V) délivré par celui-ci, sont autant de tests de routine permettant d'éviter de graves dégradations du matériel sous la responsabilité de l'expérimentateur.

Le deuxième test de routine consiste à mettre sous tension l'alimentation générale de la cabine, la baie d'alimentation du radar, les différents PCs d'acquisition et la connexion satellite en veillant au bon fonctionnement des différents onduleurs qui les protègent. A titre informatif, la dite connexion satellite est constituée d'une antenne IMARSAT située à l'extérieur de la cabine permettant aux radaristes de rester en lien avec la communauté scientifique par le biais du réseau Internet.

La dernière étape consiste enfin à ouvrir l'alimentation en azote de l'antenne du radar, à mettre l'émetteur radar sous tension et le laisser se stabiliser durant une vingtaine de minutes, car bien que celui-ci soit théoriquement construit pour se stabiliser en quelques minutes, rappelons qu'en Afrique de l'Ouest les conditions atmosphériques, et en particulier l'humidité, ne sont bien évidemment pas les mêmes que celles auxquelles il est soumis habituellement, occasionnant très souvent une dégradation des composants du radar à plus long terme.

L'observation d'un système précipitant à proprement parler, consiste ensuite en une série d'étapes permettant de le documenter avec précision. Tout d'abord, c'est sa prévision qui est fondamentale car même si, en théorie, l'habitable de RONSARD est censé être occupé en permanence, la sécheresse avoisinante décourage les différentes équipes qui, passées les phases de maintenance, ne tardent pas à se lasser et à fuir les nuits de veille inutiles et éprouvantes. En effet, comme nous le verrons dans la seconde partie du manuscrit la convection profonde tropicale dans le cas particulier du nord du Bénin amène statistiquement les systèmes précipitant de moyenne échelle à se développer en fin d'après-midi ou de nuit. C'est ainsi qu'un contrôle systématique des images fournies toutes les 15 mn par MétéoSat permet d'anticiper le développement de lignes de grains tropicales ou d'autres systèmes hors de portée du radar.

En dehors de tirs en air clair occasionnels, c'est le mode dit VADS (Velocity Azimuth display Survey) de RONSARD qui permet de commencer la documentation d'un système. Ce mode, utilisant une émission mono-polaire, a une portée maximale de 200 km pour des portes de 200 m. Il est activé dès que le système est à portée du radar, toutes les 15 mn, et ce, jusqu'à que le système entre dans un rayon à 100 km du radar. Il est réactivé dès que le système sort de ce rayon. Il documente le système en apportant une information en réflectivité, en vitesse radiale Doppler et en variance de vitesse radiale.

A courte portée, dans un rayon inférieur à 100 km du radar, ce sont les séquences dites VAD1 et VAD2 (Velocity Azimuth display $n^{\circ} 1$ et $n^{\circ} 2$) qui sont exécutées toutes les 7 mn. Elles permettent des observations dynamiques et microphysiques sur une portée de 100 km avec des portes de 100 m car elles ont la particularité d'utiliser un signal polarisé horizontalement et verticalement. Ainsi, la microphysique du système est documentée via les mesures de la réflectivité différentielle, de la phase différentielle spécifique et du facteur de corrélation qui viennent compléter les mesures Doppler classiques.

Un meilleur remplissage des séquences volumiques est assuré par l'alternance des séquences VAD1 et VAD2 pour lesquelles les sites explorés sont entrelacés comme le montre le Tableau 4.1 qui résume les séquences RONSARD

Il serait faux de croire que ce protocole se déroule sans accroc car, bien souvent, de nombreuses pannes viennent empêcher son bon déroulement. Citons à titre d'exemples les nombreuses fois où le contrôle automatique de fréquence (CAF) de l'émetteur nécessite

TAB. 4.1 – Séquences radars exécutées par RONSARD pour étudier la dynamique et/ou la microphysique de systèmes précipitant

Séquence	VADM	VAD1			VAD2			
Mode	mono-polaire	bi-polaire			bi-polaire			
Configuration des portes	998 portes de 200 m jointives	998 portes de 100 m jointives			998 portes de 100 m jointives			
Nombre de balayage	8	15			15			
Sites balayés (en °)	0,60	0,80	0,30	0,62	1,23	0,62	0,90	1,50
			1,84	3,06	4,28	2,15	2,45	3,67
	1,00	1,20	5,50	6,72	8,20	4,89	6,11	7,33
	1,40	1,80	9,09	11,31	14,20	10,08	12,87	14,93
	2,00	2,40	17,75	28,07	57,99	21,80	36,65	72,64

une intervention manuelle ou encore les nombreuses fois où l’antenne se bloque sur une position de butée.

En cas de succès de l’échantillonnage, les enregistrements sont alors pré-analysés. Après avoir vérifié qu’ils ne comportaient pas d’artefacts majeurs, les enregistrements sont utilisés sous leur forme brute pour être soumis - en partie - sur la base de données de la campagne pour le reste de la communauté scientifique. Un archivage double et soigneux vient compléter cette liste de tâches assurant la pérennité de la saisie de données.

Le lecteur trouvera en annexe une notice pratique rédigée par l’auteur sur le site d’observation rapportant plus précisément les différents éléments discutés ici.

4.2 Le bruit et les échos de sol

Comme indiqué dans le *Chapitre 2*, un radar ne mesure pas directement le facteur de réflectivité Z . C’est la connaissance précise de la constante radar C'_{radar} qui permet le calcul définitif de Z à partir de \mathcal{P}_r . L’étude précise des paramètres de RONSARD utiles au calcul de la constante radar et donc de Z peut être trouvée dans *Faroux* [2006].

Toutefois, cette seule estimation de Z ne saurait être considérée comme la partie du signal utile à l’étude des précipitations car, d’une part des échos systématiques (en particulier à proximité du radar et proche du sol) viennent entâcher les mesures, et d’autre part,

une partie du signal est issue de la mesure du bruit inhérent à l'électronique du dispositif. Enfin, les estimations de la constante radar n'ayant pas été faites sur le site de l'expérience même mais à Vélizy (France), une dérive (*offset*) vient globalement entâcher les mesures qu'il est nécessaire d'évaluer.

Pour fixer les idées, nous proposons dans la figure 4.1 un tracé des mesures de réflectivités et de vitesses radiales Doppler sans traitement préalable sur un PPI à $2,5^\circ$ d'élévation lors de l'échantillonnage par une séquence VAD2 de la ligne de grains qui a traversé le Nord du Bénin le 28 juillet 2006. Ces mesures brutes sont donc à traiter avant toute forme d'exploitation.

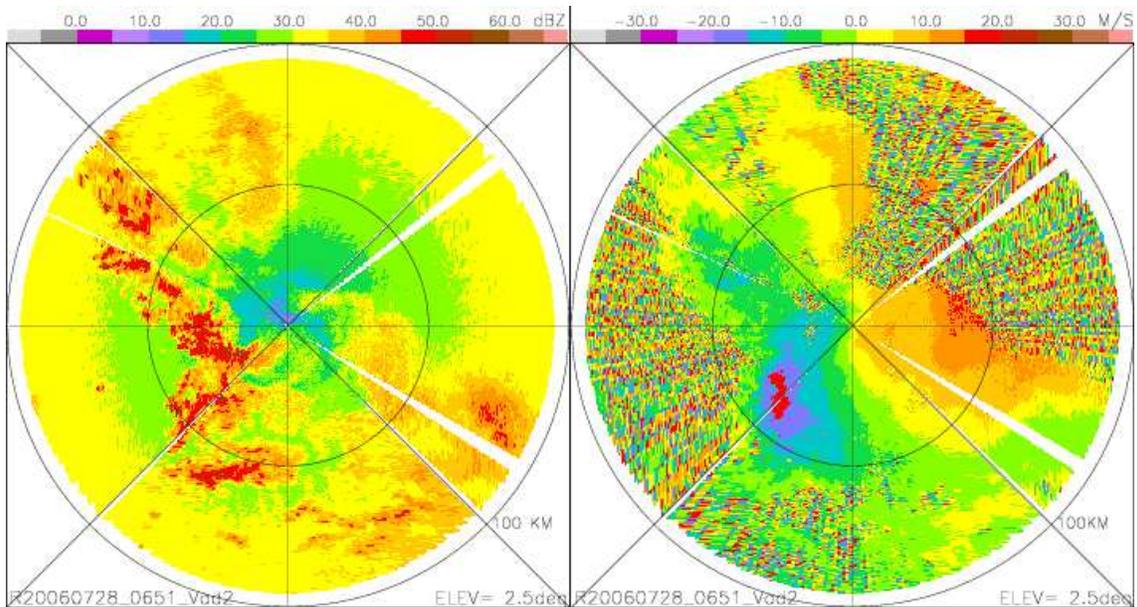


FIG. 4.1 – PPI "brute" à $2,5^\circ$ d'élévation lors de l'échantillonnage de la ligne de grains du 28 juillet 2006. A gauche, le champ de réflectivité. A droite le champ de vitesses Doppler

Concernant les échos de sol, nous avons pris le parti de rejeter systématiquement les 7 premières portes de chaque radiale ainsi que toutes les mesures correspondant à des mesures de vitesses inférieures en valeur absolue à 1 ms^{-1} ; soit les échos issus de cibles quasiment fixes compte tenu des vitesses des masses d'air impliquées dans une ligne de grains tropicale (plusieurs ms^{-1}).

L'estimation du signal utile, *i.e.* du signal supérieur au bruit de fond de l'électronique a été ensuite basée sur l'estimation de la détectabilité de l'instrument sur le site. Faroux [2006] a estimé durant l'expérience une détectabilité de -12 dBZ à 1 km sur les voies horizontale et verticale du radar dans des conditions tropicales. Concrètement, cela revient à

rejeter toute les valeurs et donc toutes les mesures correspondant à des réflectivités inférieures à $20 \log(r) - 12 \text{dBZ}$ où r représente la distance radiale en km. A 30km du radar, par exemple, cela revient à considérer comme utile tout le signal de réflectivité supérieur à 17,54 dBZ.

Enfin, une analyse précise du bruit restant, par une recherche itérative sur l'ensemble des séquences acquises durant la campagne, nous a permis d'estimer différents offsets selon que nous étions plutôt en début ou plutôt en fin de campagne. Par exemple, cet offset s'est avéré être de l'ordre de 6 dBZ pour la période correspondant à fin-juillet/début-août.

L'intégration de tous ces éléments permet en définitive d'obtenir le signal utile réellement rétrodiffusé par les précipitations. La figure 4.2 montre le PPI de la figure 4.2 une fois les données traitées.

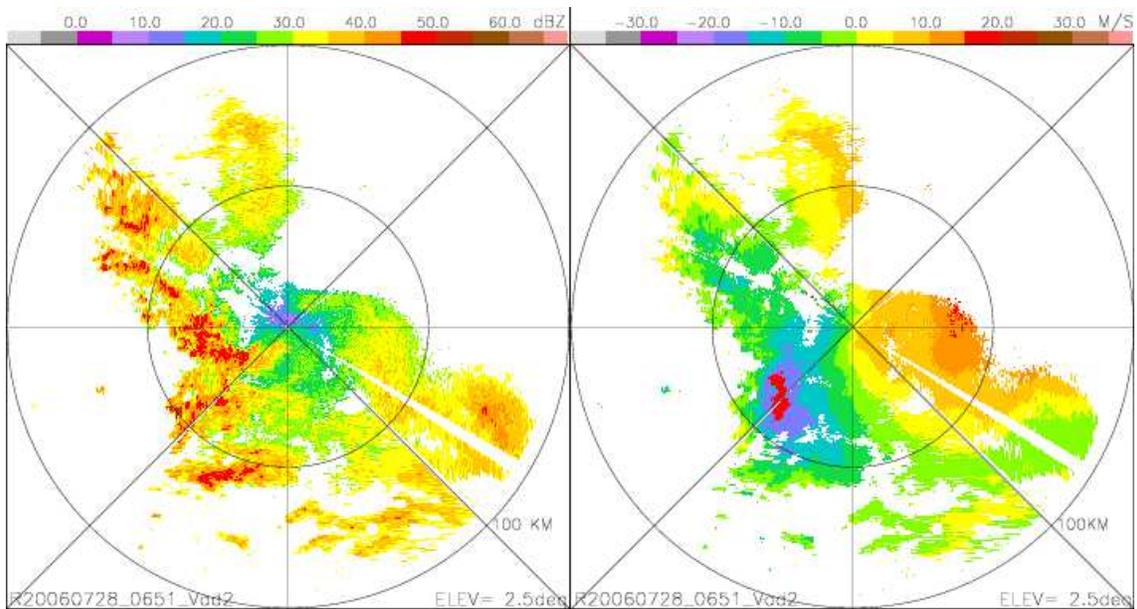


FIG. 4.2 – PPI "débruité" à 2,5° d'élévation lors de l'échantillonnage de la ligne de grains du 28 juillet 2006. A gauche, le champ de réflectivité. A droite le champ de vitesses Doppler

4.3 Le Dépliection des vitesses Doppler

Une fois la partie utile du signal isolée, un traitement des vitesses Doppler vise à lever les éventuels repliements de spectres dont le champ de vitesses mesurées peut souffrir.

4.3.1 Principe et méthodes

Comme nous l'avons signifié dans le *Chapitre 2*, lorsque nous avons introduit la mesure de la vitesse d'un hydrométéore par un radar Doppler, un champ de vitesses Doppler est souvent contaminé par le repliement d'une partie de ses valeurs. Ce phénomène, rappelons-le se produit lorsque la vraie vitesse radiale V_r mesurée excède la vitesse non-ambigüe V_N ou vitesse de Nyquist (équation 2.33) :

$$V_N = F_R \frac{\lambda_o}{4} \quad (4.1)$$

où F_R est la fréquence de répétition du radar et λ_o la longueur d'onde des impulsions.

En d'autres termes, une vitesse Doppler mesurée V_d est donc reliée à la vraie vitesse radiale et à un intervalle $2V_N$ dit intervalle de Nyquist tel que :

$$V_r = V_d + 2nV_N \quad (4.2)$$

où n est un entier ; le nombre d'intervalles de Nyquist.

Le Déplieement d'une vitesse Doppler repliée consiste donc à déterminer n pour restituer la vraie vitesse.

Compte tenu du nombre énorme de données récoltées par un radar, même sur une faible période d'observation, la procédure de déplieement passe nécessairement par des algorithmes de traitement rendant ce travail plus automatique, plus précis et plus rapide. Ainsi, bon nombre de techniques existent dans la littérature ; simples ou plus sophistiquées (*e.g.* Ray and Ziegler [1977], Hennington [1981], Aoyagi [1983], Miller and Mohr [1983], Bergen and Albers [1988], Albers [1989], Desrochers [1989], Eilts and Smith [1990], Zawadzki and Desrochers [1991], Jing and Wiener [1993] Kusunoki et al. [1991], Yamada and Chong [1999] et Tabary et al. [2001]).

Parmi elles, la plus simple et la plus fondamentale de ces méthodes est une correction basée sur la continuité des vitesses mesurées entre deux portes adjacentes le long d'une même direction radiale et/ou azimutale. Dans cette méthode, une valeur initiale de vitesse est nécessaire et la détection d'un saut non naturel dans les vitesses Doppler mesurées est essentielle. En pratique, pour une porte donnée (ou un azimut), la vitesse à un azimut donné (ou une porte) est comparée à la vitesse adjacente et est ajustée par un nombre entier d'intervalles de Nyquist pour minimiser leur différence. Pour autant, il a été montré qu'une telle approche ne pouvait pas totalement lever les ambiguïtés sans connaissance de la pertinence de la valeur initiale de référence utilisée pour démarrer le déplieement. En d'autres termes, un déplieement basé sur la seule continuité des vitesses est globalement dépendant de la valeur initiale choisie, et pourrait conduire à corriger à tort.

Quelques méthodes permettent d'assigner un nombre n d'intervalles de Nyquist approprié par recherche de continuité dans le champ de vitesses sans référence extérieure au vent. *Aoyagi* [1983] propose de trouver n à travers un calcul de la vitesse terminale de chute des particules tirée d'une analyse VAD¹ en se basant sur une décomposition en séries de Fourier de 1 m.s^{-1} à 9 m.s^{-1} . Cette approche montre cependant des lacunes dans les basses couches (faibles élévations) où la contribution de la vitesse terminale de chute est faible dans ces conditions. D'autre part, *Zawadzki and Desrochers* [1991] propose un schéma de déplieement de données bruitées dans une direction radiale en utilisant une fonction de Fourier dépendante de l'azimut. Cette méthode requiert l'existence *a priori* d'une fonction non contaminée de replieement à au moins une porte donnée, ce qui limite grandement son application car une telle fonction n'existe pas toujours avec des données réelles. En outre, nous pouvons citer la technique du double PRF et de continuité de vitesse de *Kusunoki et al.* [1991] nécessitant un matériel spécifique permettant au radar d'opérer avec deux fréquences de répétition différentes. C'est cette dernière qui est la plus répandue aujourd'hui car les installations radars modernes présentent ce type d'équipement. Enfin citons la technique *Yamada and Chong* [1999] choisie dans notre étude pour effectuer le déplieement des vitesses de RONSARD qui permet une détermination de n sans connaissance d'aucune information sur le vent en se basant sur l'analyse VAD.

4.3.2 La méthode Yamada-Chong

Considérant les vitesses radiales à une portée fixée du radar et pour un angle d'élévation donné d'un cône d'échantillonnage, leurs variations selon l'azimut peuvent être modélisées par un développement de Fourier tronqué en suivant le principe de l'analyse VAD. En d'autres termes, les vitesses radiales issues d'un champ de vent horizontalement linéaire et uniforme verticalement sont décrites par une série de Fourier du second ordre telle que :

$$V_r = a_0 + a_1 \cos \Phi + b_1 \sin \Phi + a_2 \cos 2\Phi + b_2 \sin 2\Phi \quad (4.3)$$

où Φ est l'azimut mesuré par rapport au nord dans le sens anti-trigonométrique et où $a_i (i = 0, 1, 2)$ et $b_j (j = 1, 2)$ sont les coefficients de Fourier du développement :

- a_0 contient ainsi les contributions de la divergence du vent et du mouvement vertical des particules.
- a_1 et b_1 sont reliés à la composante moyenne du champ horizontal.
- a_2 et b_2 reflètent respectivement les moyennes des variations du vent en terme d'étiement et de déformation.

Signalons que c'est aussi cette représentation qui est utilisée dans le développement des algorithmes de *Aoyagi* [1983], *Bergen and Albers* [1988] et *Zawadzki and Desrochers* [1991].

¹Velocity Azimuth Display en anglais, *Browning and Wexler* [1968]; Le lecteur peut trouver plus d'information sur cette analyse dans la seconde partie de ce Manuscrit

Comme établie précédemment, une technique de dépliement basée sur la continuité entre des portes adjacentes dans une direction azimutale ou radiale est sujette à la précision de la première vitesse radiale référente. Si cette vitesse est repliée dans n fois l'intervalle de Nyquist, il est évident que la valeur issue d'un dépliement par continuité radiale ou azimutale diffère globalement d'un décalage constant défini par $2nV_N$. Supposons alors qu'un développement de Fourier VAD régisse l'ensemble de cette distribution azimutale de vitesses dépliées. De l'équation 4.3, l'existence d'un décalage global dans la distribution due au repliement de la vitesse de référence n'affecterait que le coefficient d'ordre zéro a_0 de la série de Fourier. Puisque le coefficient de Fourier d'ordre zéro est la somme des contributions de la moyenne du mouvement vertical des particules, de la divergence horizontale, et d'un éventuel décalage $2nV_N$ dû au repliement, a_0 peut être utilisé pour déterminer l'unique nombre n d'intervalles de Nyquist impliqué dans une donnée repliée ; tant que les contributions autres que $2nV_N$ sont faibles devant V_N . Le plus simple moyen est ainsi d'estimer n tel que $(a_0 + 2nV_N)$ tombe dans l'intervalle $[+V_N, -V_N]$, *i.e.*, en arrondissant le terme d'ordre zéro de l'analyse VAD le plus près possible d'un multiple de $(2V_N)$.

Cela signifie que le a_0 final (corrigé) doit être borné par $\pm V_N$. Pour la plupart des systèmes Doppler, V_N est plus grand que $15\text{-}20 \text{ ms}^{-1}$, ce qui est suffisant pour estimer la portée des valeurs a_0 . D'après *Browning and Wexler* [1968], a_0 est relié à la moyenne du mouvement vertical d'une particule $\overline{V_f}$ ($= \overline{W} - \overline{V_t}$, où W est le vent vertical et V_t la vitesse terminale de chute d'une particule) et à la moyenne de la divergence notée \overline{DIV} qui peut être maximisée par :

$$|a_0| = \frac{1}{2} |r \cos^2 \theta \overline{DIV}| + |\overline{V_f} \sin \theta| \quad (4.4)$$

où r est la distance radiale de la porte d'intérêt et θ l'angle d'élévation de la radiale considérée. Pour de faibles angles d'élévations $\theta < 10^\circ$, la contribution de \overline{DIV} domine : $|a_0| = 15,0 \text{ ms}^{-1}$ pour $r = 30 \text{ km}$, $\theta = 0^\circ$ et $\overline{DIV} = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$. Pour des θ plus importants, à la fois $\overline{V_f}$ et \overline{DIV} contribuent à a_0 : $|a_0|$ atteint $13,75 \text{ ms}^{-1}$ pour $r = 30 \text{ km}$, $\theta = 30^\circ$, $\overline{DIV} = 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ et $V_f = 5 \text{ ms}^{-1}$.

Notons cependant qu'une limitation sur la représentation de Fourier déduite de cette méthode dépend de l'extension azimutale des observations. Dans le cas d'une extension de données pleine de 360° , l'estimation des termes d'ordre zéro ne dépend pas de l'ordre d'extension utilisé et est simplement donnée par une moyenne d'ensemble de la distribution azimutale des données. Mais avec l'échantillonnage azimutal partiel souvent rencontré dans des conditions réelles, ce n'est plus le cas, et la représentation sinusoïdale dépend alors à la fois des données et de l'ordre du modèle. Comme dans une régression polynomiale, un ordre de développement important peut conduire à une solution instable, tandis qu'un ordre de développement faible (ce qui est le cas dans l'analyse VAD) agirait par essence comme un filtre passe-bas.

La mise en oeuvre d'une telle procédure de dépliement appliquée sur une distribution de vitesses azimut-porte issue d'un scan radar suit ainsi le schéma suivant :

- (i) Pour commencer, la portée contenant le plus grand nombre de données de vitesses valides le long de l'azimut est déterminée.
- (ii) Le dépliection basé sur la continuité est ensuite appliqué pour obtenir une première candidate de vitesse repliée considérée comme "bonne" si la différence entre sa valeur et celle de sa voisine précédente est comprise entre $\pm\alpha V_N$, où $\alpha (<1)$ est une constante qui doit être ajustée selon le cas observé. Ceci permet d'éliminer les données sans signification physique qui ne sont pas détectées par des tests classiques utilisant le minimum de réflectivité détectable ou le maximum de la variance de la vitesse. La recherche de continuité de vitesse peut commencer de n'importe quel point de mesure, sauf si les données sont distribuées sur des intervalles séparés le long de l'azimut. Enfin, la recherche doit être faite sur l'intervalle qui contient le plus grand nombre de données qui permettront de calculer les coefficients de Fourier.
- (iii) Une minimisation au sens des moindres carrés est réalisée pour estimer les termes décrits dans l'équation 4.3.
- (iv) Le coefficient d'ordre zéro a_0 est ensuite corrigé pour un éventuel repliement, sous la condition $|a_0 + 2nV_N| < V_N$, pour apporter une courbe dépliée.
- (v) Enfin, les données en vitesse d'intervalles proches ou d'autres portes proches sont dépliées par un test de continuité en commençant par la courbe précédemment dépliée.

Une illustration de cette procédure est résumée sur la figure 4.3. Cet exemple issu de *Yamada and Chong [1999]* illustre la procédure de dépliection de l'étape (ii) à (iv) utilisant les observations Doppler d'un PPI à 12° d'élévation de nuages de neige sur la mer du Japon le 29 janvier 1993 sous un vent d'Ouest atteignant les 20 m s^{-1} dans la couche de mélange d'environ 3 km (*Yamada et al. [1997]*). Pour simuler un échantillonnage partiel en azimut, les données sont cantonnées à un intervalle $[210^\circ, 340^\circ]$ sélectionnées parmi la distribution complète d'un VAD de vitesse Doppler à 1,6 km au-dessus du niveau de la mer. La figure 4.3a montre la distribution azimutale de vitesses Doppler avant (axe des ordonnées de gauche) et après la recherche de continuité (axe des ordonnées de droite). Une vitesse négative indique un vent vers le radar et la vitesse de Nyquist du radar et de $15,3 \text{ m s}^{-1}$. Les vitesses observées repliées sont entourées par un ovale sur la figure alors qu'on peut voir que les vitesses non repliées sont négatives et comprises entre -5 et -25 m s^{-1} . Une discontinuité distincte apparaît sur la distribution. La recherche de continuité est alors pratiquée avec $\alpha = 0,33$ en commençant par la vitesse repliée indiquée par une flèche à 228° alors que son nombre d'intervalles de Nyquist est de -1 . Le processus de recherche de continuité permet ainsi d'obtenir une distribution régulière correcte. Cette dernière est globalement décalée de $2V_N$ à cause du nombre d'intervalles de Nyquist par rapport à la valeur de référence. Le résultat du développement de Fourier, jusqu'à la deuxième harmonique pour

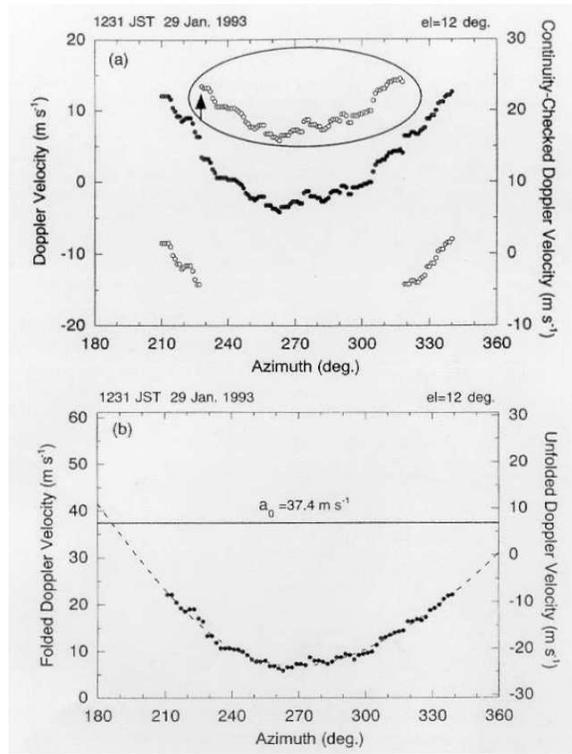


FIG. 4.3 – (a) Distributions de vitesses Doppler observées (cercle ouvert) et vitesses correspondantes issues de la recherche de continuité (cercle solide) en fonction de l'azimut. La résolution en azimut est de 1° . (b) Distribution azimutale de vitesses Doppler issues de la recherche de continuité (cercle solide), coefficient d'ordre zéro (a_0 , ligne solide), et résultat issu du développement de Fourier au second ordre (ligne brisé). D'après *Yamada and Chong* [1999]

représenter les données testées, conduit à un coefficient d'ordre zéro $a_0 = 37,4 \text{ m s}^{-1}$, et un nombre d'intervalles de Nyquist de -1 peut être assigné sur le principe de la méthode énoncée précédemment. La figure 4.3b montre enfin les données dépliées, la courbe de Fourier correspondante et le coefficient d'ordre zéro avec un axe des ordonnées à droite associé aux vitesses dépliées. Cette figure indique que la recherche de continuité et le dépliement ont été pratiqués avec succès.

4.3.3 Application aux données de RONSARD

Compte tenu du propos précédent et des relevés proposés par *Faroux* [2006], les modes VAD1 et VAD2 de RONSARD souffrent de repliement pour des vitesses Doppler non comprises dans un intervalle de Nyquist de $\pm 19,6 \text{ m s}^{-1}$. En appliquant la méthode Yamada-Chong avec les données précédemment traitées, nous avons pu lever l'ensemble des ambiguïtés posées par le repliement quand cela était possible. En effet, ce processus réclame d'abandonner les séquences pour lesquelles la recherche de continuité en vitesse échoue par absence de données sur l'ensemble d'un PPI. Ce travail, long et fastidieux, nous a tout de même permis de conserver en moyenne plus de 80% des séquences traitées.

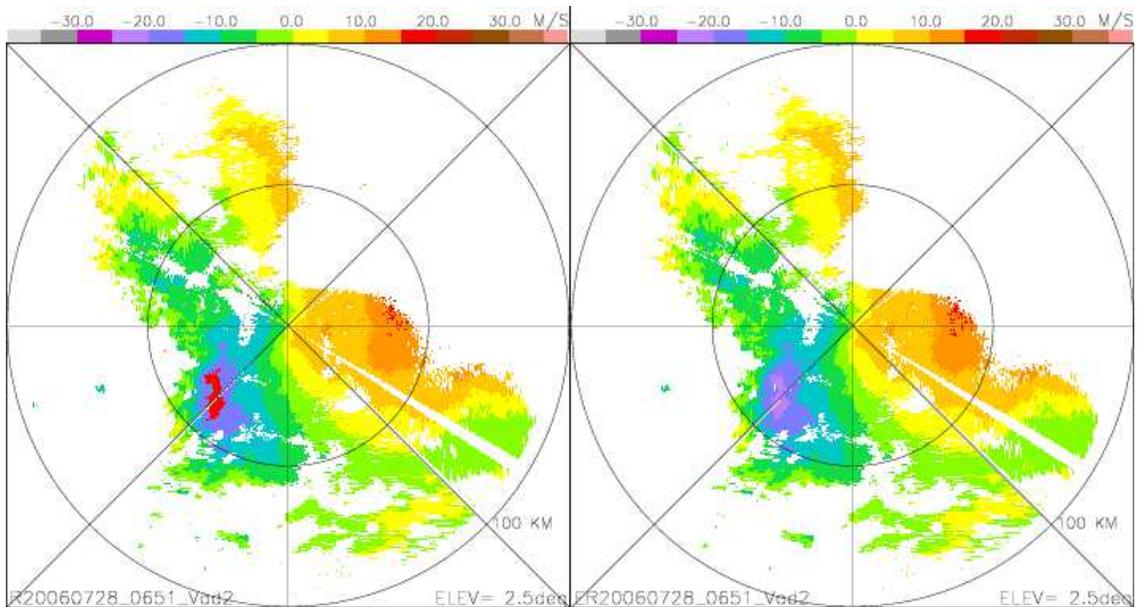


FIG. 4.4 – PPI "déplié" à $2,5^\circ$ d'élévation lors de l'échantillonnage de la ligne de grains du 28 juillet 2006. A gauche, le champ de vitesse Doppler avant le dépliection. A droite, le champ de vitesse Doppler après le dépliection

En particulier, sur le PPI proposé dans la dernière section dans les figures 4.1 et 4.2, nous pouvions remarquer une zone correspondant à des données repliées (à 50 km du radar, à 225° en azimut par rapport au Nord). En effet, le champ de vitesses souffre en cet endroit de vitesses anormalement dirigées vers le radar (couleurs chaudes $> 20 \text{ m s}^{-1}$). La figure 4.4 montre pour ce PPI le résultat obtenu après application de la méthode.

4.4 Prétraitement des mesures polarimétriques

Nous avons indiqué au *Chapitre 2* de cette première partie (*section 2.1.3-b*) les problèmes éventuels des mesures radar liés à l'atténuation de la réflectivité Z_h et différentielle ZDR , et à la variabilité du déphasage Φ . La correction de l'atténuation n'est pas prise en compte dans ce travail, et nous sommes conscients qu'elle est d'autant plus importante en présence de fortes pluies traversées par l'onde électromagnétique. Il existe des méthodes de correction comme celle développée au Centre d'études des Environnements Terrestre et Planétaires (Vélizy) par *Testud et al.* [2000] basée sur l'utilisation de la phase différentielle spécifique KDP . Cette correction est nécessaire si l'on veut procéder à des études quantitatives comme par exemple l'estimation des taux précipitant à partir de la réflectivité. Dans cette thèse, notre objectif est d'utiliser les variables polarimétriques mesurées pour dresser une carte (classification) des types de particules précipitantes au sein du système convectif observé. C'est donc plutôt une étude qualitative qui est menée. Nous verrons plus loin (*Chapitre 2, deuxième Partie*) la consistance des résultats obtenus sans cette correction d'atténuation, qui est probablement due à la méthode de logique floue qui tolère un domaine de validité des valeurs polarimétriques (fonction d'appartenance) assez large pour chaque type de particule de la classification.

Avant de présenter les diverses mesures polarimétriques, il est tout d'abord important de signaler qu'une correction de biais est nécessaire pour la réflectivité différentielle. En effet, la figure 2.2 (*c.f. section 2.1.2, deuxième Partie*) montre que les valeurs de ZDR enregistrées durant la campagne de mesure souffrent d'une dérive systématique d'environ 2 dB. Cette dérive est repérable notamment au-delà d'une altitude de 6 km. Alors que l'on devrait s'attendre à des valeurs de ZDR plutôt nulle, compte tenu de la phase glacée des hydrométéores et donc leur sphéricité à pareille hauteur, les valeurs sont centrées autour de 2 dB. Ce biais a donc en conséquence été corrigé systématiquement sur tout le jeu de données enregistrées.

La figure 4.5 montre un exemple de tracés des mesures effectuées le long d'une radiale pour le cas d'étude choisi (28 juillet 2006). Il s'agit des observations faites à 0601 UTC dans la direction Est (90°) et à environ 18 degrés d'élévation. Ce site est choisi volontairement pour couvrir une gamme d'altitude permettant d'accéder à la fois à la phase liquide (en dessous de l'isotherme 0°C) et à la phase solide (au dessus), c'est-à-dire en deçà et au-delà de la distance radiale de 14,5 km. Du point de vue de la réflectivité (Figure 4.5a), on peut noter la présence d'une région d'augmentation autour de 12 km qui pourrait traduire la présence d'une bande brillante liée à la fonte des particules glacées en dessous de 0°C . Une zone de fortes précipitations ($> 40\text{ dBZ}$) est traversée par l'onde radar, suivie donc de la bande brillante et d'une zone de plus faible réflectivité (20 dBZ) en altitude. La réflectivité différentielle (Figure 4.5b) est nettement positive dans la région de précipitation liquide, puis oscille autour de zéro en phase glacée, ce qui est tout à fait conforme à ce qu'on attend. Cette différenciation est également visible sur le terme de corrélation (Figure 4.5c) où l'on observe un facteur proche de 1 pour la pluie qui chute ensuite brutalement

lorsque divers types de particules sont en présence au-dessus de 0°C . Quant au déphasage Φ (4.6a), il présente une augmentation régulière mais une grande variabilité d'un point à un autre si bien que pour calculer sa dérivée, pour estimer la phase différentielle spécifique KDP , il est donc nécessaire de lisser ce paramètre. Dans ce travail, nous avons adopté une moyenne glissante sur 40 points (soit 4 km) et la dérivée en tout point est ensuite calculée avec la courbe lissée comme la pente d'une droite des moindres carrés sur une distance de 3 km. Le résultat du lissage et du calcul de KDP sont tracés sur les Figures 4.6a et 4.6b. Le maximum de KDP vers 20 km est dû à des manques de données. Compte tenu de la variabilité également observée sur les autres paramètres, le lissage est aussi appliqué sur les Figures 4.5a-c.

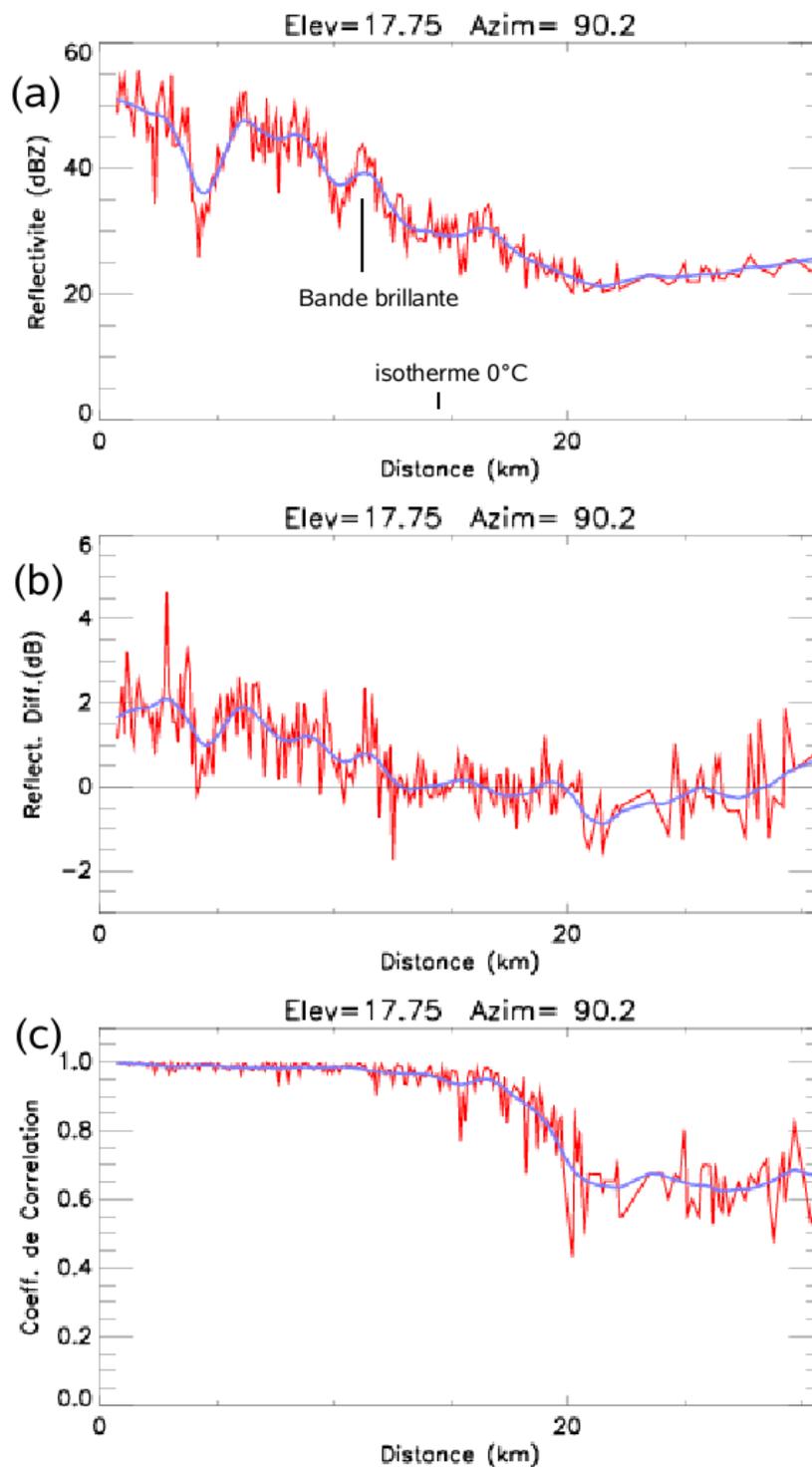


FIG. 4.5 – Tracés des mesures polarimétriques à 0601 UTC dans la direction Est (90°) effectuées le long d'une radiale à $17,75^\circ$ d'élévation pour le cas d'étude du 28 juillet 2006 : (a) Réflectivité ; (b) Réflectivité différentielle ; (c) Coefficient de Corrélation.

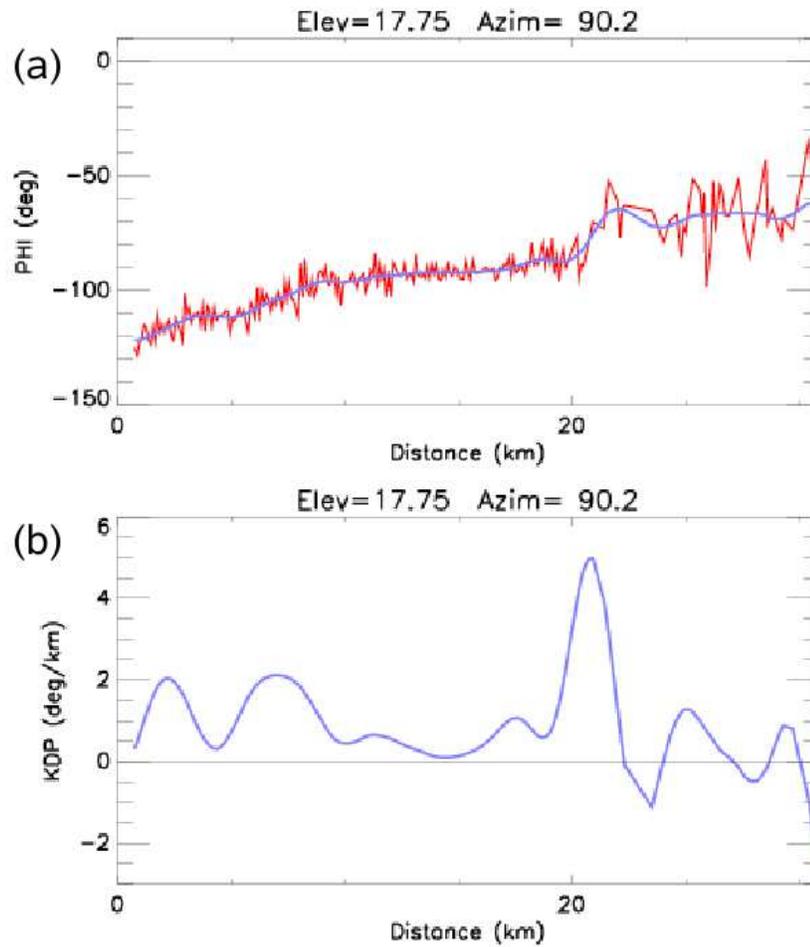


FIG. 4.6 – Tracés des mesures polarimétriques à 0601 UTC dans la direction Est (90°) effectuées le long d'une radiale à $17,75^\circ$ d'élévation pour le cas d'étude du 28 juillet 2006 : (a) Déphasage ; (b) Phase différentielle spécifique.

Deuxième partie

Résultats

Cette seconde partie traite de résultats issus de l'exploitation de données choisies parmi l'ensemble des données AMMA disponibles, à travers l'étude d'une ligne de grains africaine. Elle s'organise autour de deux chapitres :

- Le premier chapitre dresse un *État-de-l'Art* non exhaustif des connaissances de la MAO et des systèmes convectifs de l'Afrique de l'Ouest.
- Le second chapitre décrit les méthodologies mises en oeuvre pour accéder à la dynamique et la microphysique de systèmes précipitants, en utilisant les données radar de la campagne, et, présente une étude de cas réalisée et proposée sous la forme d'une publication au QJRMS.



Chapitre 1

Observations de la mousson africaine de l'ouest

Ce chapitre vise à recenser l'état de nos connaissances sur la MAO. Nous introduisons tout d'abord les phénomènes convectifs et le cas particulier des systèmes convectifs de mésoéchelle avant de cibler les éléments concernant la circulation générale atmosphérique sur l'Afrique de l'Ouest et en particulier l'activité ondulatoire des perturbations des paramètres atmosphériques (Ondes d'est africaines). Nous nous intéressons ensuite aux lignes de grains africaines et en particulier à leur dynamique et leur microphysique.

1.1 Les Systèmes Convectifs de Moyenne échelle

La convection est une réponse à un déséquilibre énergétique vertical et constitue le maillon essentiel de la chaîne de processus participant à la redistribution énergétique à l'intérieur du système Terre/atmosphère. Bien qu'étant un phénomène d'échelle aérologique, la convection atmosphérique joue un rôle crucial à toutes les échelles aussi bien dans les processus turbulents de toute petite échelle, que dans la mise à l'équilibre radiatif/convectif à l'échelle du globe, en passant par la formation des petits cumulus, des lignes de grains et des cyclones tropicaux. Fortement dépendante des changements de phase de l'eau, la convection peut être "sèche" (pas de nuage, mais dans ce cas elle reste essentiellement confinée à la couche limite atmosphérique) ou "humide et précipitante" (nuages. C'est en particulier la convection profonde (nuage sur toute la hauteur de la troposphère) qui est à l'origine des systèmes précipitant qui nous intéresse dans l'étude de la MAO.

a - Les phénomènes convectifs

A l'échelle aérologique, l'atmosphère peut être stable du point de vue de la flottabilité pour des particules non saturées, mais instable pour des particules saturées. Lorsque c'est le cas, nous parlons d'instabilité convective conditionnelle : l'atmosphère n'est pas saturée, l'instabilité ne peut pas se déclencher librement. Cependant, l'instabilité de flottabilité n'est

pas le seul processus atmosphérique capable de générer des ascendances. D'autres processus tels que le passage d'un relief, la vitesse verticale synoptique liée à un mécanisme barocline, la convergence associée à des phénomènes de brise ou à d'autres processus de basses couches et la turbulence de microéchelle dans la couche limite atmosphérique peuvent amener certaines particules à un niveau situé au dessus de leur point de condensation, niveau à partir duquel elles sont plus chaudes que l'air environnant grâce à la libération de chaleur latente. Ce niveau s'appelle le niveau de convection libre ou LFC¹. Le niveau de condensation ou LCL² est le niveau jusqu'auquel une particule d'air issue d'un niveau donné de la couche limite (DPL³) doit être soulevée pour atteindre la saturation. Plus haut, elle atteint le LFC et acquiert une flottabilité supérieure à celle de son environnement ; l'accélération restant dirigée vers le haut tant que la particule est plus légère que son environnement. Le niveau à partir duquel la particule redevient plus froide que son environnement est le niveau de flottabilité neutre⁴, représentant une bonne estimation de la hauteur des nuages cumuliformes.

Même si la flottabilité des particules est loin d'être le seul ingrédient dans un phénomène convectif, c'est le moteur de la convection. Ainsi, le degré d'instabilité convective permet de prévoir l'intensité de phénomènes convectifs. Une façon d'estimer ce potentiel convectif consiste alors à calculer l'énergie de flottabilité disponible pour une particule qui s'élève de son DPL ; la CAPE⁵ (*Montcrieff* [1976]). Cependant, avant d'atteindre une énergie de flottabilité positive, la particule doit souvent vaincre une énergie de flottabilité négative appelée CIN (pour Convective INhibition, définie par *Colby* [1983]) grâce à un forçage extérieur tel que le forçage mécanique au passage d'un relief ou l'existence de vitesses verticales issues d'un processus de plus grande échelle ; si ce forçage est suffisant, il va vaincre le travail de la force de flottabilité qui est une force de rappel vers le niveau initial dans toute la couche sous le LFC. Elle joue un rôle de "couvercle" qui permet à la CAPE de s'amplifier, de s'accumuler, permettant ainsi aux particules qui atteignent leur LFC de libérer leur énergie pour atteindre d'importantes ascendances convectives. :

$$CAPE = \int_{LFC}^{ETL} g \frac{\theta'_v}{\theta_v} dz \quad (1.1)$$

$$CIN = \int_{DPL}^{LFC} g \frac{\theta'_v}{\theta_v} dz \quad (1.2)$$

où θ'_v est l'écart entre la température potentielle virtuelle de la parcelle d'air qui s'élève et celle de son environnement, $\theta'_v = \theta_{vp} - \overline{\theta}_v$.
 $\overline{\theta}_v$ est la température de l'environnement.

¹Level of Free Convection

²Lifting Condensation Level

³Departure Parcel Level

⁴ETL pour Equilibrium Temperature Level

⁵Convective Available Potentiel Energy

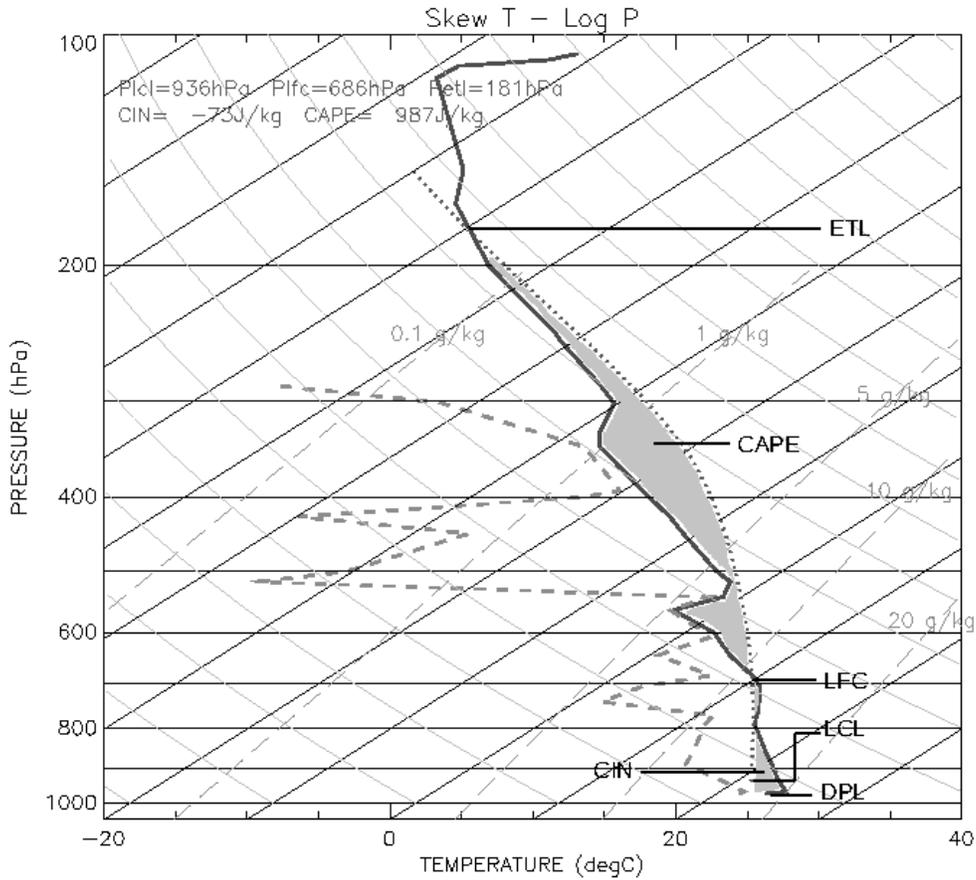


FIG. 1.1 – Sondage de Parakou le 27 Juillet 2006 à 2138 UTC et exploitation de l'éma-gramme

En pratique, le LFC (s'il existe) peut être estimé sur un éma-gramme à l'intersection de la pseudo-adiabatique issue du point de condensation (LCL) et de la courbe d'état (Fig. 1.1). L'estimation de l'ETL est faite sur un éma-gramme là où la pseudo-adiabatique issue du point du condensation recoupe la courbe d'état. La CIN est observable sur un éma-gramme entre l'adiabatique sèche issue de l'état initial de la particule et la courbe d'état jusqu'au niveau de condensation, puis entre la pseudo-adiabatique issue du point de condensation et la courbe d'état jusqu'au LFC. La CAPE est représentée par l'aire positive entre la température de l'environnement et la température de la parcelle d'air.

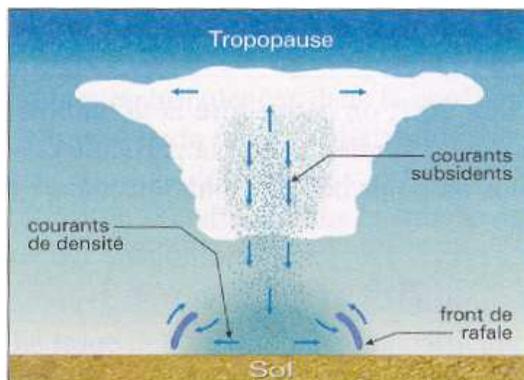


FIG. 1.2 – Schéma montrant l'étalement des courants subsidents dans le nuage convectif mature. D'après *Malardel* [2005]

L'instabilité à l'origine des nuages convectifs se développe essentiellement à partir de particules issues des basses couches de l'atmosphère et soumises à des mouvements ascendants. Cependant, par conservation de la masse, ces mouvements ascendants sont nécessairement compensés par des mouvements subsidents. Une partie de ces mouvements compensatoires a lieu à une échelle bien supérieure à l'échelle des ascendances nuageuses ils sont caractérisés par des vitesses verticales du même ordre de grandeur que les vitesses verticales synoptiques (quelques $cm.s^{-1}$). Mais, certains de ces mouvements subsidents ont une échelle comparable à celle des ascendances convectives et ils ont aussi pour origine une instabilité liée à la flottabilité négative des particules : des particules deviennent plus lourdes que leur environnement et sont donc accélérées vers le bas jusqu'à ce qu'elles atteignent le sol ou qu'elles deviennent plus légères que leur environnement ; la réduction de flottabilité étant engendrée par le poids des précipitations liquides ou solides et par le refroidissement résultant de leur évaporation, leur fusion ou leur sublimation. Ainsi, en arrivant au sol, ces courants subsidents, froids et denses, s'étalement sous le nuage et donnent lieu à des courants de densité horizontaux qui peuvent être à l'origine de vents très forts (Fig. 1.2). Le bord d'attaque de la poche d'air froid et dense qui se propage en s'éloignant de la zone de courants subsidents est souvent associé à un front de rafale, occasionnant un renforcement soudain et violent du vent suivi d'une baisse marquée de la température.

Ainsi, c'est dans un environnement instable (CAPE non nulle), dans lequel un forçage a permis de vaincre la CIN présente dans les basses couches, que les particules d'air sont soumises à des ascendances convectives et peuvent être à l'origine de nuages de type convectif. En s'amplifiant suffisamment, elles forment le nuage d'orage ; le cumulonimbus. Cette cellule convective ordinaire comporte alors une zone d'ascendance principale, puis des courants subsidents compensatoires associés aux précipitations. D'une durée de vie de 30 à 50 mn, elle ne produit qu'une seule averse suivie de précipitations faibles sous l'encume et se développe généralement dans un environnement caractérisé par un profil de

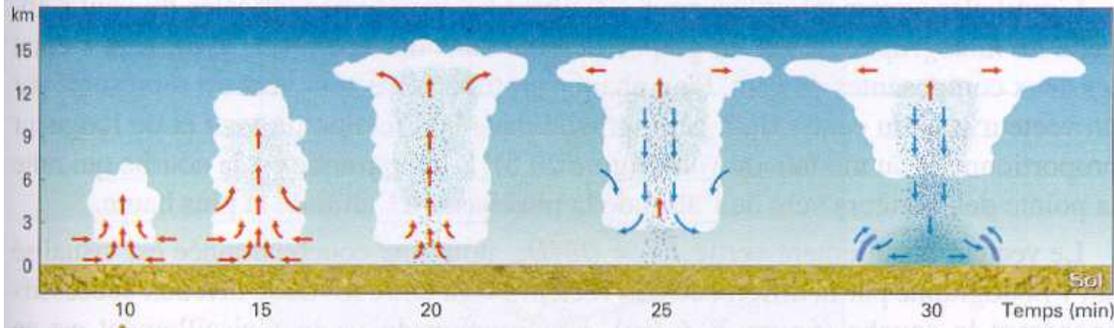


FIG. 1.3 – Cycle de vie de la cellule ordinaire. D'après *Malardel* [2005]

vent homogène sur la verticale. Le cycle de vie d'une telle cellule est résumé sur la figure 1.3 où nous pouvons voir comment l'ascendance initiale dans un environnement homogène conduit à un nuage convectif vertical. Les particules d'eau liquide et de glace grossissent dans le nuage puis précipitent lorsqu'elles ont atteint une taille suffisante. Sous l'effet du poids des précipitations, certaines particules peuvent acquérir une flottabilité négative et être ainsi accélérées vers le bas. Le module de la force de flottabilité dirigée vers le bas peut également être amplifié par évaporation des précipitations lorsque le courant subsident traverse des couches plus sèches. Arrivé au sol, il s'étale symétriquement autour du nuage et crée un courant de densité donnant des rafales sur le pourtour du nuage. Dans ce nuage quasi-vertical, les courants subsidents annihilent l'instabilité convective à l'origine de l'ascendance et le nuage se dissipe rapidement. Au cours de son cycle de vie, une cellule ordinaire n'est en général pas stationnaire. Elle se déplace à une vitesse qui est de l'ordre de celle du vent moyen de l'environnement de la cellule.

En présence de cisaillement vertical du vent ($\partial|\mathbf{v}|/\partial z \neq 0$) la structure symétrique représentée en Figure 1.3 est rompue et on observe une inclinaison du courant ascendant d'autant plus sensible que le cisaillement est important. Ainsi, si le LFC est assez bas, ces ascendances en interagissant avec le cisaillement vont en aval être renforcées et favoriser la génération de nouvelles cellules convectives et en amont diminuer le forçage vertical amenant les particules d'air à glisser sur la poche d'air froid. C'est la prise en compte de l'interaction entre le courant de densité et le cisaillement vertical du vent de l'environnement qui permet d'expliquer la genèse de systèmes où coexistent plusieurs cellules élémentaires à des stades de développement différents. Ces orages multicellulaires (Fig. 1.4) naissent en présence d'un cisaillement unidirectionnel de basses couches suffisamment marqué qui entraîne la naissance de nouvelles cellules en aval du cisaillement. Alors que chaque cellule individuelle se déplace avec le vent moyen de la couche, le déplacement de l'ensemble du système orageux résulte de la combinaison de l'advection des cellules par le vent moyen et de la propagation discrète liée à la formation de nouvelles cellules. Dans certaines configurations, le déplacement des cellules au cours de leur cycle de vie et la

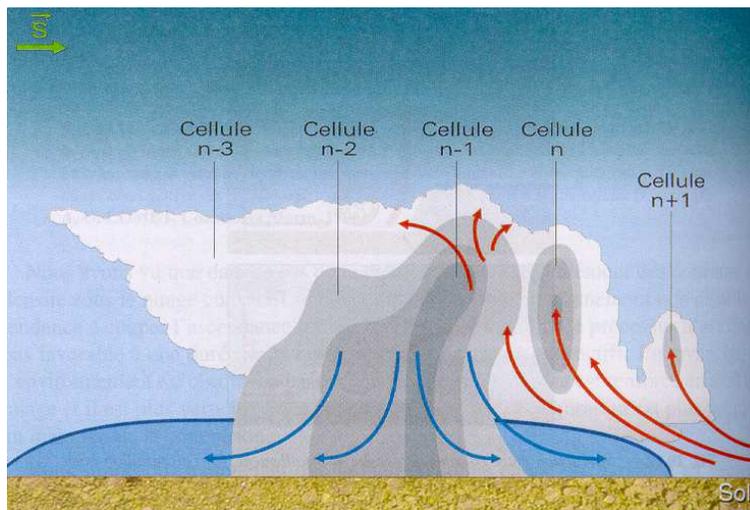


FIG. 1.4 – Schéma d'un orage multicellulaire en ligne. D'après *Malardel* [2005]

propagation discrète liée à l'apparition de nouvelles cellules se compensent et le système orageux reste quasi-stationnaire. C'est dans ce cas que les orages multicellulaires peuvent conduire à des cumuls de précipitation très élevés. De plus, l'interaction entre ce courant de densité et le cisaillement vertical du vent n'étant pas le seul processus à l'origine d'organisations, d'autres forçages tels que l'orographie ou une zone de convergence de mésoéchelle peuvent également être à l'origine de la régénération continue de nouvelles cellules qui conduit à la formation de systèmes orageux multicellulaires de longue durée. Enfin, lorsque le cisaillement de vent est fort et rotationnel et que la CAPE est importante, l'ensemble de tous les processus contribue à la formation et au maintien d'une seule grosse cellule très intense, une supercellule. Ces orages sont à l'origine de très fortes précipitations et de très fortes rafales et produisent les plus fortes chutes de grêles. Ils sont également à l'origine des tornades (*Malardel* [2005] et *Roux* [1991]).

b - Les MCSs

Les cellules ordinaires, les systèmes multicellulaires ou supercellulaires discutés dans la section précédente sont des phénomènes d'échelle aérologique (1 km à 10 km). Ces systèmes peuvent se retrouver comme des briques élémentaires de plus gros systèmes de mésoéchelle (100 km) qui prennent alors le nom de MCS pour Mesoscale Convective Systems. Concrètement, ils apparaissent lorsque les circulations de mésoéchelle se superposent aux mécanismes de développement des cellules élémentaires conduisant à leur maintien sur plusieurs heures, voire plusieurs jours. De formes et de structures variées (ligne étroite, amas quasi circulaire, forme en V), les MCS ont cependant des caractéristiques communes comme la grande étendue de la zone qu'ils couvrent par leurs précipitations. *Houze* [1993]

propose la définition classique suivante : "un MCS est un système nuageux constitué d'un ensemble de cellules convectives dont la zone continue de précipitation atteint au moins 100 km dans une direction". La grande étendue des précipitations est en général associée à la présence d'une zone couverte par des nuages stratiformes beaucoup plus grande, mais moins précipitante que la zone couverte par les ascendances convectives. Il existe plusieurs classifications des MCSs dépendantes du système d'observation utilisé et de la région du globe. *Maddox* [1980], par exemple, utilise une classification selon laquelle un MCS doit persister au moins 6 heures et les classe selon des critères de taille de l'enclume nuageuse sur une image satellitale infrarouge. *Morel* [2001] propose une classification basée sur une climatologie satellitale également mais s'intéresse à des systèmes européens plus petits que les MCS africains qui nous occupent dans ce manuscrit.

La ligne de grains est un ensemble de cellules convectives organisées en une ligne étroite (10 km à 20 km) d'une centaine, voire plusieurs centaines de kilomètres se prolongeant à l'arrière par une large partie stratiforme précipitante (Fig. 1.5 et 1.6). C'est un type de système qui peut se propager rapidement (10 à 20 $m.s^{-1}$) et qui est considéré comme dangereux, en particulier à cause de la violence du front de rafale qui peut atteindre jusqu'à 100 $km.h^{-1}$ accompagné d'une brusque chute de température 2 à 3 mn avant l'arrivée des pluies. Le front de rafale délimite les courants descendants froids qui s'étalent sous l'air chaud à l'avant du système et permettant de produire de nouvelles cellules convectives. C'est un système qui a une durée de vie de plusieurs heures, voire plusieurs jours, et qui est généralement classé en deux groupes selon qu'il est rapide et doté d'une bordure avant convexe (ligne de grains) ou plus lent et possédant des formes moins définies (amas nuageux).

La MAO étant principalement constituée de ce type de systèmes, ce sont eux qui ont attiré notre attention comme cas d'étude spécifique de systèmes précipitant dans le cadre d'AMMA. En effet, dans les tropiques, l'organisation de la convection en lignes a d'abord été remarquée sur l'Afrique de l'Ouest par des prévisionistes (*Hamilton and Archbold* [1945], *Elridge* [1957]) qui, en utilisant des données synoptiques conventionnelles et des mesures de vent en altitude, ont pu donner les principales caractéristiques de ces systèmes convectifs. Ces lignes de grains participent non seulement aux transports énergétiques entre les régions tropicales et les régions tempérées mais fournissent également la majeure partie des pluies dans les régions Sahéliennes. Dans ces régions, les phénomènes d'échelle régionale (circulation de mousson, Jet d'est africain ; *section suivante*) et l'existence de phénomènes d'échelle synoptique tels que les ondes d'est (*section suivante*) influent beaucoup sur le déclenchement et l'organisation de ces systèmes convectifs.

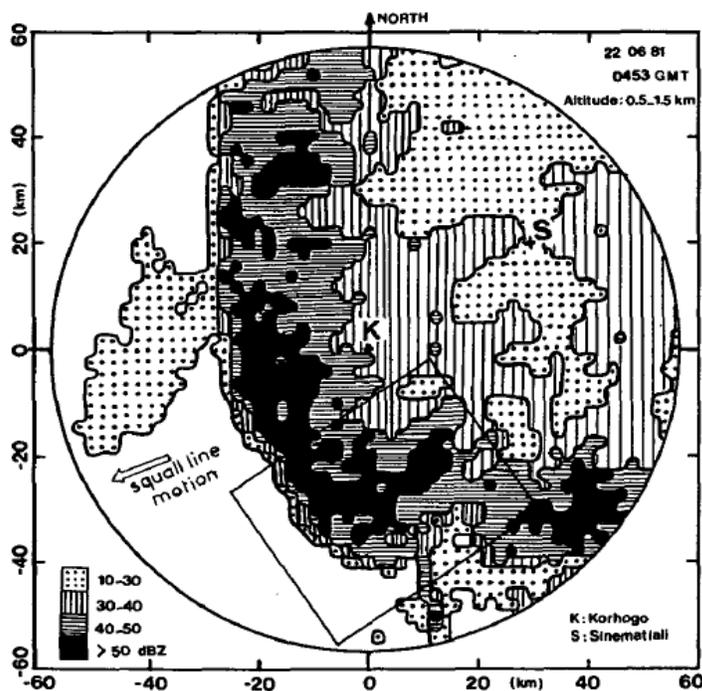


FIG. 1.5 – Contours de réflectivité radar d'une ligne de grains observée en Côte d'Ivoire durant COPT81 le 22 juin 1981 à 0453 UTC. La région convective est caractérisée par les réflectivités supérieures à 40 dBZ. La région stratiforme s'étend à l'arrière du système et est caractérisée par des réflectivités plus faibles. D'après *Chong et al.* [1987].

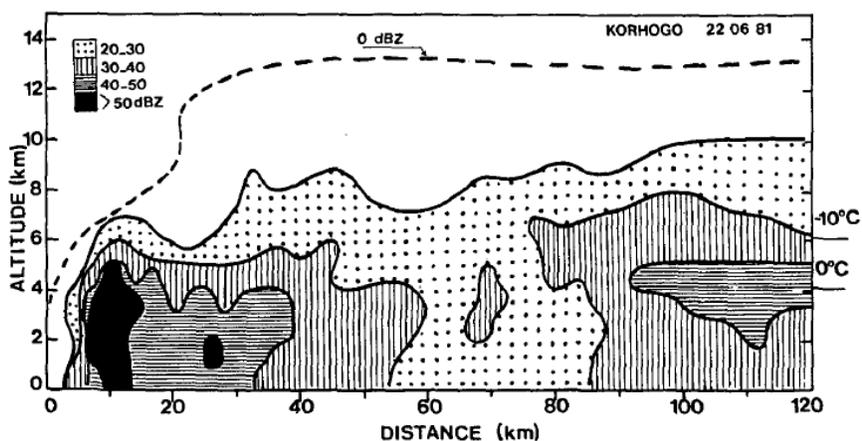


FIG. 1.6 – Représentation verticale de la structure des précipitations (contours de réflectivité radar) associées à la ligne de grains du 22 juin 1981 durant COPT81. D'après *Chong et al.* [1987].

1.2 La Mousson Africaine de l'Ouest

1.2.1 Eléments de circulation générale

Au regard de la répartition de l'énergie radiative sur le globe terrestre, il apparaît qu'il existe un gradient d'énergie entre les régions tropicales, soumises à un rayonnement solaire plus important, et les régions de moyennes latitudes. Ce bilan radiatif net induit un transfert d'énergie thermique de l'équateur vers les pôles. C'est cette répartition inégale de l'énergie solaire, reçue par l'atmosphère, qui entretient une répartition différentielle de température entre les Tropiques et les latitudes élevées sur chaque hémisphère. Ainsi, ce gradient thermique entre l'équateur et les pôles crée une source barocline qui occasionne deux circulations fermées appelées *cellules de Hadley Nord* et *Sud* sur chaque hémisphère. Concrètement, chacune de ces circulations fermées a lieu entre une zone d'ascendance à l'équateur météorologique et une zone de subsidence vers 30° . L'équateur météorologique, encore appelé zone de convergence intertropicale (ZCIT), est donc cette zone d'ascendance et de convection sur la ceinture intertropicale, commune aux 2 circulations de Hadley. C'est au niveau de la ZCIT, qui correspond donc au maximum d'énergie reçue et qui suit la migration saisonnière du soleil, que démarre le transfert d'énergie des régions excédentaires vers les régions déficitaires. C'est un transport d'énergie divergent, de composante rotationnelle faible et dominé par une circulation méridienne ; c'est à dire la cellule de Hadley elle-même. Schématiquement, l'enthalpie, c'est à dire l'énergie sensible, et l'énergie latente accumulée grâce à une convergence de basses couches sont transformées par l'instabilité convective en énergie potentielle qui est exportée vers les régions déficitaires grâce à la divergence de hautes couches.

D'autre part, les circulations verticales zonales se superposent aux circulations verticales méridiennes. Ce sont les cellules de Walker. Elle résultent de l'existence des 3 centres de convection majeure que sont le Pacifique Ouest, l'Amérique du Sud et l'Afrique Centrale. L'ensemble de ces circulations est rapporté sur la figure 1.7.

Par ailleurs, la circulation régionale moyenne sur l'Afrique de l'Ouest est marquée par l'installation du flux de mousson et du régime des vents d'est en moyenne et en haute troposphère. Ce sont les contrastes terre-océan, le relief et les hétérogénéités des types de sol et des couverts végétaux qui donnent cet aspect particulier à la circulation générale tropicale à l'échelle régionale.

Le flux de mousson est un vent de sud-ouest rencontré dans les basses couches, relativement frais et humide, en provenance du Golfe de Guinée. Sur la figure 1.8, nous pouvons voir que sa migration saisonnière se heurte au flux d'Harmattan qui est un vent de nord-est, plus chaud et plus sec, en provenance du Sahara. Ces deux flux se rencontrent au niveau de la trace au sol sur l'Afrique de l'Ouest de la ZCIT, le front Intertropical (FIT).

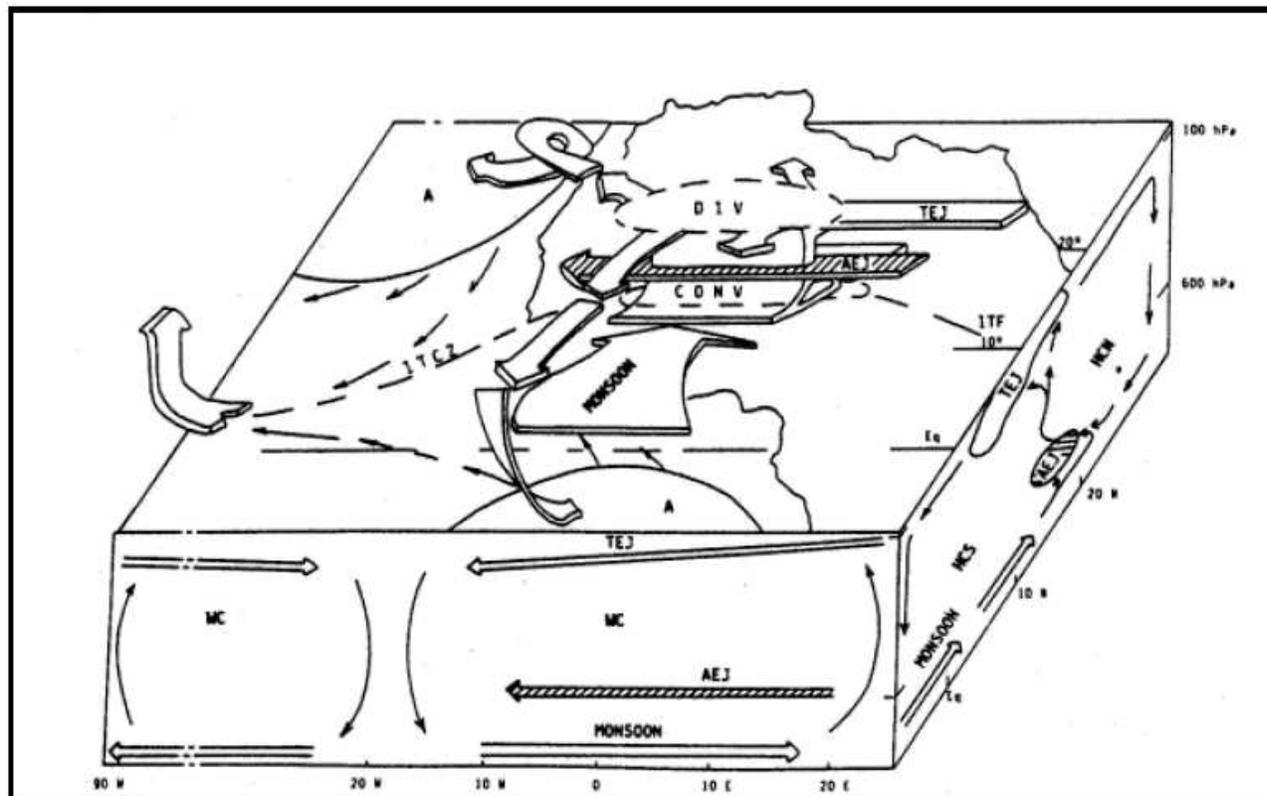


FIG. 1.7 – Éléments clefs de la circulation moyenne sur l'Afrique de l'Ouest en été boréal avec une décomposition sur les plans méridien et zonal. A : Anticyclone, CHN/CHS : cellules de Hadley Nord et Sud, CW : cellules de Walker, CONV : convergence de basses couches, DIV : divergence de hautes couches, FIT : Front Intertropical, JEA : Jet d'Est Africain, JTE : Jet d'Est Tropical. D'après *Janicot* [1990]

Ainsi, durant l'hiver boréal, à l'exception du Golfe de Guinée qui est sous l'influence du flux de mousson en permanence, la troposphère de l'Afrique occidentale est soumise à deux types de régimes de vents : le flux d'Harmattan de la surface jusqu'à 700 hPa environ, et des vents d'ouest au dessus avec un maximum correspondant au Jet d'Ouest Subtropical. Durant l'été boréal (Fig.1.7 et Fig.1.8), l'influence du flux de mousson dans les basses couches s'étend jusqu'à la partie nord de l'Afrique. Au dessus du flux de mousson, le régime des vents d'est se met en place avec une organisation en 2 axes plus rapides : le jet d'est africain (AEJ⁶) et le jet tropical d'est (TEJ⁷). Au niveau de la ZCIT, s'organise l'ascendance de la circulation de Hadley avec des zones de subsidence vers 5° S et 30° N. Cependant, une circulation transverse des basses couches existe entre 15 et 20° N environ

⁶African Easterly Jet en anglais

⁷Tropical Easterly Jet en anglais

où une zone d'ascendance sèche est visible jusqu'à 600 hPa. Cette circulation transverse est associée à la dépression thermique saharienne qui s'établit après l'équinoxe de mars, suite au forçage radiatif solaire intense sur le Sahara. C'est cette circulation transverse qui entre autres maintient l'AEJ et le développement des ondes d'est synoptiques. Elle advecte de l'air sec vers la ZCIT au sud, ce qui peut avoir un impact sur le développement des systèmes convectifs qui sont par ailleurs influencés par la présence de l'AEJ et des ondes d'est (*Diongue [2001]*).

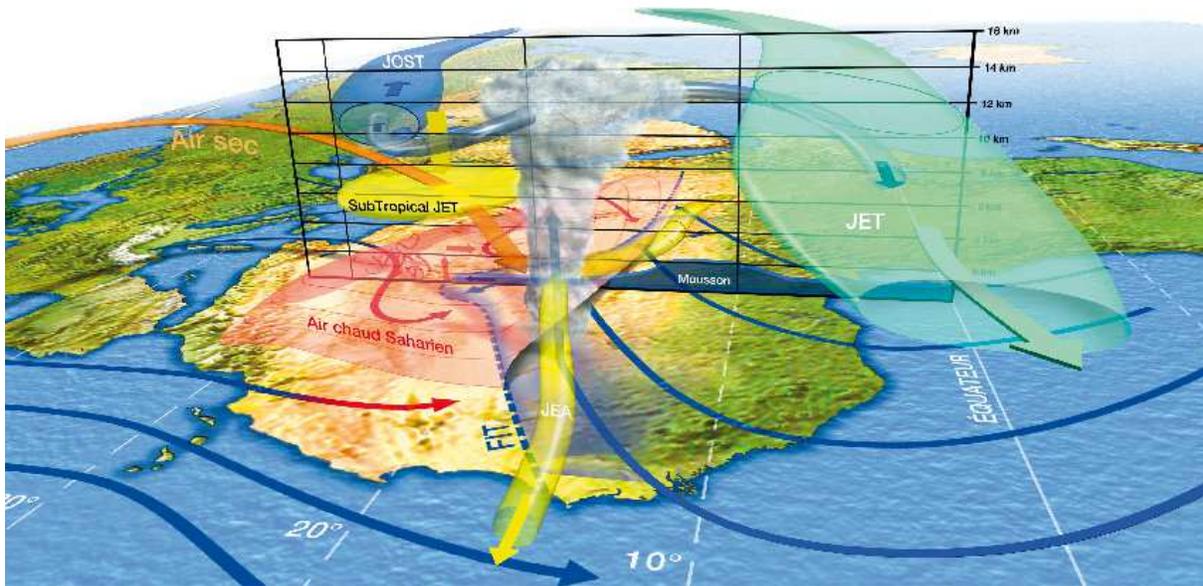


FIG. 1.8 – Eléments clefs de la circulation moyenne sur l'Afrique de l'Ouest en été boréal sur une visualisation Nord (à gauche)/Sud (à droite). D'après *Lafore and France [2007]*

1.2.2 Circulation de Mousson, Jet Tropical d'Est et Jet d'Est Africain

Par définition, un régime de mousson est une réponse dynamique et hydrique à un différentiel énergétique entre l'océan et le continent. Dans le cas de la MAO, les alizés de l'Atlantique Sud, dirigés par les hautes pressions de l'anticyclone de Sainte-Hélène se chargent en vapeur d'eau et prennent une orientation sud-ouest sous l'effet de la force de Coriolis après avoir passé l'équateur. Le différentiel est né des forts contrastes qui opposent

les eaux de l'Atlantique (faibles variations thermiques) aux régions désertiques du Sahara (fortes amplitudes diurnes). Concrètement, c'est la dépression thermique du Sahara, renforcée par les remontées d'eaux froides sur l'Atlantique Sud et les ondes équatoriales qui se mettent en place en mai sur le Golfe de Guinée, qui produit d'importants gradients nord-sud de pression, d'humidité et de température. Cette situation produit donc un gradient nord-sud d'énergie statique dans les basses couches et une circulation divergente cellulaire dans toute la troposphère. Elle couple dans les basses couches la divergence des flux d'humidité de l'Atlantique sud et équatorial à leur convergence au dessus du continent qui alimente la convection humide (Fig.1.7 et Fig.1.8).

Au printemps boréal, ces gradients de flux d'énergie s'intensifient, précédant la migration des maxima de convergence du flux d'humidité et donc du flux de mousson (*Zheng and Eltahir* [1998]). La pénétration du flux d'humidité à l'intérieur du continent correspond à une relaxation des gradients horizontaux et verticaux d'énergie. C'est cette circulation qui pilote les différents types de temps et les saisons de pluies (mai-juin et septembre-octobre en régions guinéennes, juillet-août en régions sahéliennes) et qui explique la distribution quasi-méridionale des isohyètes annuelles caractérisées par une forte diminution vers le nord (de 1500-2000 mm sur le Golfe de Guinée à 100 mm vers 20° N) (*Donheur* [1974], *Leroux* [1983]). Avant AMMA, les études de *Sultan and Janicot* [2000] et de *Le Barbé et al.* [2002] ont montré que la mise en place de la saison des pluies sur les régions sahéliennes s'opère par une transition brusque des précipitations vers la fin du mois de juin ("saut de mousson" climatologique) passant d'une position 5° N à une position 10° N. Dans ces études, le mécanisme impliqué dans le "saut de mousson" était encore mal cerné et posait la validité du schéma classique d'une transition méridienne régulière des précipitations liée à la position zénitale du soleil (*Hamilton and Archbold* [1945]). Plus récemment, *Drobinski et al.* [2007] ont montré dans le cadre de AMMA l'importance des processus d'interaction d'échelles et de l'orographie dans la mise en place du "saut de mousson"; soit entre autres les positions de l'anticyclone de Libye, de l'AEJ, du FIT et de l'Harmattan par rapport à l'orographie ouest africaine.

En somme, la circulation de mousson est un processus sensible aux états de surfaces océaniques et continentales. *Lamb* [1978a], *Lamb* [1978b] et *Lough* [1986] montraient déjà le rôle joué par les températures de surfaces marines. Par exemple, un réchauffement de l'Atlantique Sud associé à un refroidissement de l'Atlantique Nord limite la pénétration continentale de l'humidité et décale la convergence des flux d'humidité vers le sud. *Charney* [1975] a montré que l'albédo de surface avait une rétroaction positive sur la sécheresse à l'échelle pluri-annuelle. *Eltahir* [1998] montre que la baisse de l'humidité des sols réduit l'évaporation, donc, limite la convergence des flux d'humidité, et donc, limite les gradients horizontaux et verticaux d'énergie. *Xue and Shukla* [1993] montre la sensibilité de la circulation de mousson à la végétation en concluant que la désertification du Sahel réduit la convergence des flux d'humidité et des précipitations. *Zheng and Eltahir* [1998] montrent le drame posé par la dégradation des forêts et savanes en zone guinéenne qui réduit l'énergie statique humide dans les basses couches et donc la circulation de mousson. Pour résumer,

la circulation de mousson induite par le différentiel énergétique entre l'océan et le continent, est sensible aux gradients méridiens d'énergie, eux-mêmes sensibles aux conditions de surfaces, océaniques et continentales (*Diongue* [2001]).

En outre, ces gradients d'énergie jouent un rôle non seulement dans la circulation de mousson mais également dans la circulation de moyenne troposphère marquée par la présence de l'AEJ et dans celle de la haute troposphère, au dessus de l'AEJ, sur son flanc sud, marquée par un jet de plus grande échelle, le TEJ.

Le TEJ est un courant s'étendant de l'Asie à l'Atlantique, lié à l'établissement de la mousson indienne vers le début du mois de juin. Il a pour origine les contrastes thermiques existants dans le sud-est asiatique entre les massifs montagneux du Tibet et les régions océaniques moins chaudes situées près de l'équateur. On peut l'observer sur l'Afrique occidentale entre 100 et 200 hPa autour de 10° N avec une intensité maximale de 20 m.s^{-1} . *Mallet et al.* [2000] indiquent que les interactions entre la convection et le TEJ sont mal connues en précisant qu'elles pourraient présenter des similarités avec celles observées aux moyennes latitudes avec les Jets de haute troposphère. Ils montrent par ailleurs qu'il existe un dédoublement du TEJ avec deux maxima de part et d'autre de la zone convective, avec un maxima marqué à l'entrée du jet caractérisé par une forte circulation anticyclonique et un maximum secondaire à la sortie du jet. *Burpee* [1972] montrait par ailleurs que le TEJ satisfait le critère d'instabilité de *Charney and Stern* [1962] et pourrait être à l'origine d'une activité synoptique vers 100-200 hPa. En effet, ce critère, indique qu'un renversement du gradient méridien de la vorticité potentielle est une condition nécessaire et suffisante d'instabilités barotrope et barocline. Ainsi, le fort cisaillement zonal et vertical de part et d'autre de l'axe du jet induirait une forte instabilité barotrope et barocline du jet qui favoriserait une activité ondulatoire synoptique.

L'AEJ est un jet d'échelle régionale observé pendant l'été boréal en moyenne troposphère entre 500 hPa et 700 hPa dont le coeur est situé autour de 15° N . Il s'étend du lac Tchad au Cap-Vert, avec des intensités maximales de l'ordre de 15 m.s^{-1} . Il résulte du fort gradient thermique existant dans les basses couches entre le Sahara et le Golfe de Guinée et du renversement de ce gradient méridien en altitude.

L'origine et le maintien de ce jet jouent un rôle crucial aussi bien sur le développement des ondes d'est que sur l'organisation de la convection humide. C'est *Burpee* [1972] qui, le premier, a indiqué, en s'appuyant sur une étude statistique de données issues de sondages sur l'Afrique de l'Ouest et de l'Est, que les gradients thermiques discutés plus haut induisent une circulation méridionale agéostrophique thermique directe qui permet de convertir de l'énergie potentielle en énergie cinétique entraînant le maintien du jet. Il a montré que l'AEJ satisfait le critère de *Charney and Stern* [1962] contribuant à la croissance d'onde d'est d'échelle synoptique tant par des transferts barotropes, liés aux cisaillements horizontaux du jet, que baroclines, liés aux cisaillements verticaux du jet. Enfin, les études de *Cook* [1999] et *Thorncroft and Blackburn* [1999], en réalisant des simulations à l'aide

de modèles de circulation générale (MCGs) pour étudier respectivement la génération et le maintien de l'AEJ, ont montré que la production de l'AEJ dans ces modèles est sensible i) au schéma de surface (*i.e.* à une représentation réaliste de l'humidité du sol et des flux), ii) au schéma de couche limite et en particulier de la couche limite Saharienne, et iii) au schéma de convection permettant de simuler la convection liée à la ZCIT.

1.2.3 Activités Ondulatoires

La troposphère de l'Afrique de l'Ouest est traversée par 2 types d'ondes synoptiques, de périodicité et de longueur d'ondes différentes.

Les principales sont les ondes d'est de périodicité 3-5 jours et de longueur d'onde 3000 km liées aux instabilités barotrope et barocline de l'AEJ. Ces perturbations d'échelle synoptique, sont observées sur l'Afrique centrale et occidentale, se déplaçant d'est en ouest dans la moyenne troposphère entre Juin et Octobre. C'est le fait qu'elles soient à l'origine de cyclones tropicaux sur les Caraïbes qui a motivé très tôt plusieurs études (*e.g.* *Pier-sig* [1936], *Regula* [1936], *Carlson* [1969a], *Carlson* [1969b], *Frank* [1970], *Burpee* [1972] et *Burpee* [1974]). C'est l'expérience GATE réalisée en 1974 sur l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique Est, avec un réseau de mesures à forte résolution spatiale et temporelle qui a permis de confirmer certains résultats antérieurs (*Carlson* [1969a], *Carlson* [1969b], *Burpee* [1972] et *Burpee* [1974] en particulier) et de fournir une connaissance plus approfondie des ondes d'est africaines.

C'est toutefois toujours le travail de *Reed et al.* [1977] sur la structure et les propriétés de ces ondes qui constitue une référence sur ce sujet. Ces auteurs, en étudiant la phase III de GATE (du 23 août au 19 septembre 1974) où l'activité des ondes d'est était intense et régulière, ont construit à partir de 8 ondes d'est identifiées sur l'Afrique centrale et occidentale et sur l'Atlantique Est une onde composite. Cette onde composite présentée sur la figure 1.9 se propage vers l'ouest avec une longueur d'onde moyenne de 3000 km environ, une période de 3-5 jours et une vitesse de 8 m.s^{-1} . Le centre de ces ondes d'est défini par le maximum de tourbillon relatif, est situé en moyenne à 11° N , 4 et 5° plus au sud que le coeur moyen de l'AEJ. Celui-ci, rappelons-le, vérifiant le critère de *Charney and Stern* [1962], constitue la source des instabilités barotrope et barocline qui participent à la croissance des ondes d'est (Fig. 1.10 et 1.11). Comme l'avaient suggéré *Carlson* [1969b] et *Burpee* [1974], les ondes d'est présentent un deuxième vortex situé près de 20° N . Ceux-ci suggèrent deux axes préférentiels de propagation, de part et d'autre de l'AEJ. Ce résultat a été retrouvé par *Reed et al.* [1988] à partir de sondages et d'analyses de CEPMMT (pour l'été 1985), *Pytharoulis and Thorncroft* [1999] à partir de sondages et d'analyses de

⁷Centre Européen pour la Prévision Météorologique à Moyen Terme

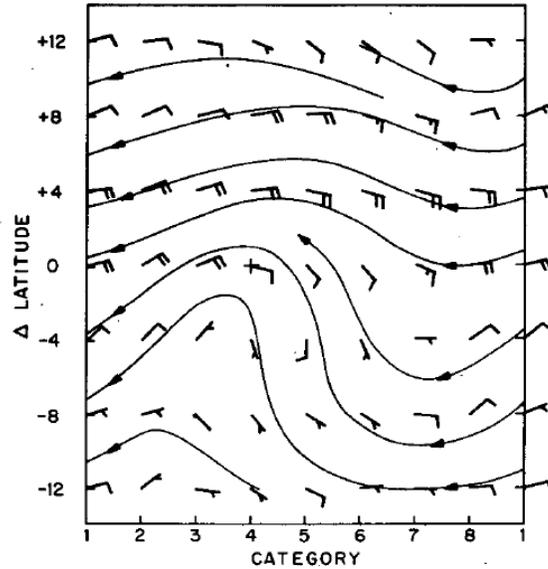


FIG. 1.9 – Lignes de courant du vent total à 700 hPa de l'onde composite de *Reed et al.* [1977]. Les chiffres en abscisses désignent les différentes catégories de l'onde séparées approximativement de 3° de longitude

UKMO⁸ (pour août 1995) et également par *Diedhou et al.* [1999] à partir des ré-analyses CEPMMT et du NCEP⁹ (1979-1993). Ainsi, tandis que l'onde d'axe sud par rapport à l'AEJ se développe en moyenne troposphère et est maintenue par instabilités barotrope et barocline, l'onde d'axe nord se développe vers 900 hPa et est essentiellement maintenue par instabilité barocline, liée à la dépression thermique du Sahara.

L'analyse détaillée des champs dynamiques et thermodynamiques de l'onde d'est de l'axe sud a permis de dégager les conclusions suivantes (*Diongue* [2001]) :

- (1) Le maximum d'amplitude de la perturbation est centré vers 650 hPa et un maximum secondaire apparaît vers 200 hPa (Fig. 1.10a et 1.10b).
- (2) Un coeur froid est trouvé en dessous de 650 hPa, surmonté d'un coeur chaud jusqu'à 250 hPa et ensuite d'un coeur froid au dessus (Fig. 1.11b). Cela est consistant avec la maximum de vorticité trouvé à 650 hPa (vent thermique).
- (3) A 850 hPa, de fortes valeurs de température et un déficit d'humidité sont associés au vent du nord. Ceci traduit l'advection d'air chaud et sec par la circulation transverse liée à la dépression thermique du Sahara.
- (4) Une forte convergence dans les basses couches est associée à un noyau d'ascendance jusque vers 200 hPa, situé légèrement à l'avant du thalweg (1.11b). C'est à cet endroit

⁸United Kingdom Meteorological Office

⁹National Centers for Environmental Prediction

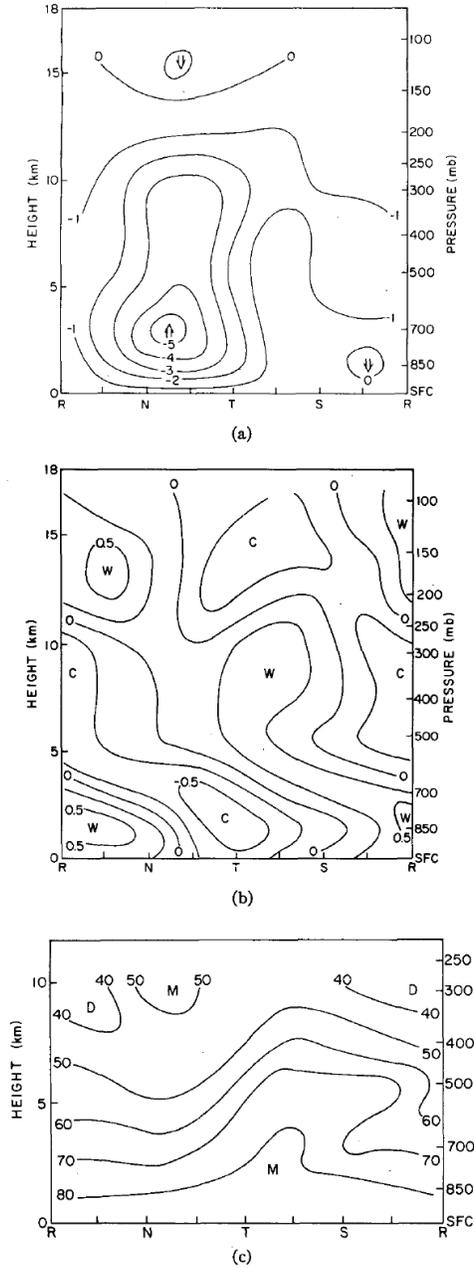


FIG. 1.11 – Coupes verticales zonales à 11° N (latitude de référence) (a) du mouvement vertical ($mb.h^{-1}$), (b) de la perturbation en température ($^{\circ}C$), (c) de l'humidité relative (%). R, N, T, S font référence au secteur de l'onde : respectivement dorsale, vent de nord, thalweg et vent de sud. D'après *Reed et al.* [1977]

Par la suite, l'onde d'est composite de *Reed et al.* [1977] a été utilisée par *Norquist et al.* [1977] pour en établir le bilan énergétique en distinguant 3 types de régions : le continent, l'océan et une combinaison des deux.

Les principaux résultats sont les suivants :

- (1) En moyenne les conversions barotrope et barocline contribuent de manière équivalente au maintien de l'énergie cinétique de l'onde d'est. Ce résultat confirme celui de *Burpee* [1972] obtenu à partir d'une analyse énergétique effectuée pour la station de Niamey
- (2) Entre continent et océan, de grosses différences sont apparues : sur le continent, la conversion barocline est beaucoup plus forte et la conversion barotrope est beaucoup plus faible et le contraire est observé sur l'océan. En outre sur le continent le diabatisation contribue à la croissance de l'onde

Concernant l'origine géographique des ondes d'est, c'est l'étude de *Albignat and Reed* [1980] qui montre par une étude spectrale des observations de vent de la phase III de GATE, aux niveaux 850 et 700hPa, que la croissance des ondes était maximale entre 0° et 10° E, région où l'AEJ possède les plus forts cisaillements verticaux et horizontaux. Plus à l'est de 10° E, la trace des ondes d'est disparaît à 850 hPa et devient faible à 700 hPa, traduisant leur faible occurrence à ces longitudes.

Pour terminer sur ce type d'ondes, c'est vers des travaux numériques qu'il faut se tourner. En particulier, les études de *Kiladis et al.* [2006] et *Hall et al.* [2006] résument les travaux effectués dans le passé en précisant que malgré une relativement longue histoire de recherche sur les ondes d'est africaines il y a encore beaucoup à apprendre sur leur dynamique, leur variabilité et leur couplage avec la convection. La table 1.1 résume les propriétés des ondes d'est simulées dans ces différentes études (*Rennick* [1976], *Rennick* [1981], *Simmons* [1977], *Mass* [1979], *Kwon* [1989], *Chang* [1993], *Thorncroft and Hoskins* [1994a], *Thorncroft and Hoskins* [1994b], *Paradis et al.* [1995], *Thorncroft* [1995], *Grist* [2002]) et les états de base qui ont été utilisés. Pour ces simulations en configuration idéalisée, l'onde d'est est déterminée en isolant le mode le plus instable qui se développe au sein d'un courant zonal possédant un AEJ. Dans le cadre linéaire, ces simulations aboutissent à des résultats qui présentent des caractéristiques semblables et voisines des observations sans que toutes les structures soient réellement obtenues (ascendance généralisée à l'avant du thalweg, croissance barocline, maximum d'amplitude secondaire en haute troposphère). Mais, c'est dans les études de *Thorncroft and Hoskins* [1994b] et *Paradis et al.* [1995] utilisant un modèle non linéaire que la croissance qui était initialement barotrope devient barocline avant que l'onde ne commence à se dissiper et que les structures deviennent les plus réalistes. *Hall et al.* [2006] indiquent, enfin, que l'instabilité barotrope-barocline ne peut à elle seule expliquer l'initialisation et l'intermittence des ondes d'est africaines et qu'une perturbation initiale d'amplitude finie est requise.

Les autres types d'ondes d'est, de périodicité et de longueur d'onde deux fois plus grande que les précédentes dites *classiques* (respectivement 6-9 jours et 6000 km), se déve-

TAB. 1.1 – Caractéristiques de simulations d'ondes d'est idéalisées, d'après *Hall et al.* [2006]

	Etat de base	U_{max} ($m.s^{-1}$)	Taux de croissance ($jour^{-1}$)	Période (jours)	Longueur d'onde (km)	Vitesse de Phase ($m.s^{-1}$)
<i>Rennick</i> [1976]	Jet amélioré (originellement basé sur août 1957-64, 5E)	22,6	0,37	2,2	3000	15,8
<i>Simmons</i> [1977]	Idéalisé, basé sur GATE <i>Reed et al.</i> [1977]	15	0,27	5	3900	9
<i>Mass</i> [1979]	Jet typique construit avec la dernière semaine d'août 1963	16,5	0,26	3,86	2500	7,5
<i>Kwon</i> [1989]	Idéalisé, basé sur GATE <i>Reed et al.</i> [1977]	17,7	0,28 à 0,31	3,74	3100	9,6
<i>Chang</i> [1993]	Profil analytique neutre de flanc nord	$\partial\theta/\partial y = 0,7$	2	3 à 5	2000 à 2750	9 à 6
<i>Thorncroft and Hoskins</i> [1994a]	Idéalisé, basé sur GATE <i>Reed et al.</i> [1977]	15	0,28	4,8	3500	8,4
<i>Thorncroft and Hoskins</i> [1994b]	Idéalisé, basé sur GATE <i>Reed et al.</i> [1977]	13 le 6ème jour	0,16 le 6ème jour	-	-	-
<i>Paradis et al.</i> [1995]	Idéalisé, avec des composites d'analyse de l'ECMWF	15	0,4 à 0,5	4,9 à 5,3	3300	
<i>Thorncroft</i> [1995]	cisaillement équatorial amélioré, source de stabilité réduite	15	0,37	4,5	3000	7,8
<i>Grist</i> [2002]	Données NCEP d'années sèches et humide (10° W-20° E)	10 (humides) 12 (sèches)	0,42-0,88 (humides) 0,25-0,35 (sèches)	-	3000	-

loppent de manière intermittente au nord de l'AEJ. C'est *Viltard and Félice* [1979] qui, en faisant une étude statistique du vent sur le continent ouest africain, à partir des données de GATE, ont trouvé pour le vent méridien un pic important d'énergie spectrale sur la bande 6-9 jours sur les stations localisées autour de 15° N (Dakar, Bamako, Ouagadougou). *Cadet and Houston* [1983] puis *Cadet and Nnoli* [1984] ont utilisé les champs de vent du CEPMMT et des données d'humidité spécifique dérivant du satellite TIROS¹⁰ pour estimer l'eau précipitable et étudier le transport de vapeur d'eau sur l'Afrique occidentale et Atlantique durant l'été 1979. L'analyse spectrale de ces quantités a révélé qu'en dehors du pic d'énergie sur la bande 3-5 jours classique, il existe une autre périodicité importante dans la bande 6-9 jours. *De Félice et al.* [1990] ont également étudié les caractéristiques des ondes 6-9 jours à partir des analyses du CEPMMT pour l'été 1981. En établissant un diagramme temps-longitude du vent zonal filtré autour de 6-9 jours ils ont trouvé une période moyenne de 7 jours, une propagation vers l'ouest avec une vitesse de 6° - 7° longitude par jour et une longueur d'onde d'environ 5000 km. Enfin, *Diedhou et al.* [1999] ont mis en évidence l'existence des ondes 6-9 jours en faisant une étude systématique à partir des ré-analyses CEPMMT et NCEP sur les périodes 1979-1993 et 1979-1995 respectivement. Leur étude a l'avantage de montrer qu'une analyse spectrale de la composante méridionale du vent à 700 hPa sur l'Afrique de l'Ouest et l'Atlantique Est donne 3 bandes de fréquences : les 2 premières, comprises entre 3 et 5 jours, correspondant à la classique onde d'est africaine et une troisième bande de fréquence entre 6 et 10 jours. Cette analyse composite a montré que contrairement aux ondes 3-5 jours qui sont actives au nord et au sud de l'AEJ, l'onde de 6-9 jours est active entre $17,5^\circ$ et 25° N. Ils ont également montré que l'onde 6-9 jours est caractérisée par de larges circulations anticycloniques qui seraient en relation avec les anticyclones de Libye et des Açores. Ainsi, contrairement au mode 3-5 jours présent tout au long de la saison, le mode 6-9 jours est intermittent : il est surtout fréquent au début de l'été. Ce caractère intermittent laisse penser à une possible interaction entre les ondes de 6-9 jours et la circulation des moyennes latitudes (*Diongue* [2001]).

Récemment, *Monkam* [2007] a indiqué que l'étude des apports de vapeur d'eau durant l'été 1981 par les flux d'ouest et/ou de sud par ces ondes (*i.e.* des apports issus du Golfe de Guinée depuis l'équateur en dehors des apports du flux de mousson) permet d'établir des différences entre les deux régimes d'ondes d'est. En particulier, ce dernier indique qu'entre les niveaux 850 et 300 hPa, la valeur maximale des apports de vapeur d'eau par les flux d'ouest dans l'onde de 6-9 jours est 2 fois plus élevée que celle de l'onde de 3-5 jours et il en est de même des apports par les flux de sud. Il indique également que les quantités de vapeur d'eau transportées dans les flux de sud-ouest par l'onde 6-9 jours sont au moins deux fois celles de l'onde de 3-5 jours.

¹⁰Television and Infra-Red Observation Satellite

1.3 Les lignes de grains tropicales

1.3.1 Environnements des lignes de grains, observations à grande échelle et cycle de vie

Comme nous avons pu le souligner plus haut, la circulation moyenne sur l'Afrique de l'ouest durant l'été boréal induit une structure verticale de l'humidité propice au déclenchement de la convection avec de fortes valeurs d'énergie statique humide (advection par le flux de mousson du Golfe de Guinée vers le continent) dans les basses couches et de faibles valeurs en moyenne troposphère. De plus, la circulation transverse, associée à la dépression thermique du Sahara, advecte vers le sud de l'air sec dans les basses et moyennes couches permettant de maintenir l'AEJ qui coïncide avec un minimum marqué d'énergie statique humide. C'est ainsi que légèrement au sud du front de rencontre des masses d'air sec et humide, les MCSs que sont les lignes de grains sont observables. Les lignes de grains et plus généralement les MCS constituent les principaux pourvoyeurs des précipitations en Afrique de l'Ouest avec 90% des précipitations totales dans la zone sahélienne. *Le Barbé and Lebel* [1997] et *Le Barbé et al.* [2002] précisent dans leurs travaux réalisés à l'IRD¹¹ que la baisse des précipitations en région sahélienne centrale, observée pendant les années 1970-1989 (*c.f. Partie I Chapitre 1*) en référence aux années 1950-1969, s'est traduite par une diminution dans la fréquence moyenne d'occurrence des événements convectifs sans modification notable des précipitations moyennes par événement.

Barnes and Sieckman [1984] ont montré en construisant des composites de sondages dans l'environnement avant de lignes de grains avec les données de GATE, qu'elles pouvaient être rapides (vitesse de propagation $> 7 \text{ m.s}^{-1}$) ou lentes (vitesse de propagation $< 7 \text{ m.s}^{-1}$). Concrètement, ils ont montré que la propagation des lignes de grains est fonction de la structure verticale de température potentielle équivalente θ_e (représentative de l'énergie statique humide), et que les lignes de grains rapides correspondent à des profils de θ_e présentant un minimum prononcé de 4-5 K de moins à mi-troposphère (entre 500 et 700 hPa). *Redelsperger and Lafore* [1988] ont montré que ce minimum de θ_e correspond à de l'air très sec qui explique comment l'évaporation plus forte des précipitations qu'il induit intensifie les courants descendants. Par ailleurs, *Franck* [1978] et *Barnes and Sieckman* [1984] indiquent que l'intensité du cisaillement constitue également un élément distinctif entre ligne de grains rapides ou non (on parle également d'amas nuageux dans ce cas). Ainsi, il y a des lignes de grains rapides seulement si la distribution verticale des vents (flux de mousson de sud-ouest dans les basses couches et flux de nord-est dans les couches moyennes) est cisailée fortement dans l'environnement précédant les lignes de grains (jusqu'à 4 km environ).

D'autre part, les lignes de grains de l'Afrique de l'ouest se développent dans un environnement synoptique traversé durant l'été boréal par des ondes d'est. Comme discuté dans la section précédente, c'est *Carlson* [1969b] et *Burpee* [1974] qui ont analysé en premier

¹¹Institut de Recherche pour le Développement

leurs effets sur la convection. Ainsi, *Carlson* [1969b] a trouvé une augmentation de 10 à 20% de la couverture nuageuse sur l'axe du thalweg de l'onde, entre 11 et 15° N par analyses composites de couverture nuageuse fournies par imagerie satellitale. *Burpee* [1974], de manière contradictoire, a trouvé une faible modulation de l'activité convective par les ondes par analyse de mesures de surfaces. Il a noté cependant que la convection tendait à se développer sur et à l'avant du thalweg de l'onde au sud de 12,5° N et légèrement à droite de la dorsale au nord de 12,5° N. C'est GATE (phase III) et l'onde composite de *Reed et al.* [1977] qui ont validé le fait que le maximum de précipitations se positionne à l'avant du thalweg. *Barnes and Sieckman* [1984] avec l'onde composite de *Reed et al.* [1977] ont quant à eux positionné les lignes de grains rapides et lentes par rapport à l'onde de *Reed et al.* [1977], montrant que les lignes de grains rapides se formaient et atteignaient leur phase mature à l'avant du thalweg alors que les amas nuageux se positionnaient à l'arrière, confirmant les observations de *Aspliden et al.* [1976] et *Payne and McGarry* [1977]. Depuis, les nombreuses études déjà citées dans la section précédente ont montré que l'interaction entre lignes de grains et ondes d'est se fait à double sens dans la mesure où (i) d'une part, la convergence de grande échelle accompagnant l'onde d'est peut apporter l'humidité nécessaire au déclenchement de la convection, de même que l'ascendance de grande échelle observée à l'avant du thalweg des ondes d'est, et (ii) d'autre part les effets diabatiques dus à la convection participent à la croissance de l'onde en augmentant l'instabilité barocline, de même que les tourbillons de mésoéchelle générés par les systèmes convectifs peuvent participer à cette croissance.

Concernant l'observation à grande échelle des lignes de grains, étant donné la faiblesse des réseaux d'observation dans la région tropicale ouest africaine avant AMMA, c'est l'imagerie satellitale qui a été la plus utilisée. Concrètement, les faibles températures de brillance relevées par les satellites étant liées à la présence de nuages à sommets élevés, des études statistiques ont pu être réalisées à l'échelle pluriannuelle, saisonnière et diurne sur les lignes de grains et les MCSs africains en général. Ainsi, *Aspliden et al.* [1976] ont étudié toutes les lignes de grains de GATE et ont trouvé que la majorité des lignes prennent naissance et se dissipent sur le continent, avec un fort cycle diurne présentant un pic en début d'après-midi. Les résultats de *Fortune* [1980] et *Martin and Schreiner* [1981] précisent que la taille des systèmes est corrélée à leur durée de vie (valeurs moyennes : $2 \times 10^5 \text{ km}^2$ et journée). En analysant les images satellitales pour les mois de juillet 1983, 1984, et 1985, toutes les 3h avec une résolution spatiale de 30 km, *Desbois et al.* [1988] montrent qu'une ligne de grains peut (i) avoir une durée de vie de plusieurs jours (jusqu'à 3,5 jours), (ii) se séparer en deux branches avec généralement une branche qui s'affaiblit, (iii) être constituée par fusion de différents éléments convectifs apparaissant à des latitudes différentes, et (iv) se développer sur l'Afrique de l'Est mais beaucoup moins fréquemment que sur l'ouest. *Rowell and Milford* [1993] (avec une analyse d'images satellitales pour le mois d'août 1985 sur le Sahel (2,5° W-14° E, 9,5° N-22° N)), *Hodges and Thorncroft* [1997] et *Mathon and Laurent* [2001] (avec des études climatologiques sur une période de 8 ans, respectivement 1983-1990 sur l'Afrique de l'Ouest et de l'Est et 1989-1992, 1995-1998 sur l'Afrique de l'Ouest) s'accordent sur le fait que les lignes de grains sont générées préférentiellement sur les régions

montagneuses avec un pic en début d'après-midi, corroborant la supposition de *Aspliden et al.* [1976] qui avaient précisé l'Aïr et le plateau de Jos comme des zones de déclenchement notables de systèmes convectifs. Ils trouvent que les lignes de grains les plus rapides et de plus longue durée de vie se développent en zone centrale sahélienne, là où l'AEJ est le plus fort. La vitesse de propagation des systèmes convectifs trouvée correspond approximativement à l'intensité de l'AEJ, autour de $12-15 \text{ m.s}^{-1}$. Quant aux zones de dissipation, elles sont plutôt concentrées au sud de 15° N , avec la côte guinéenne et les régions montagneuses comme zones préférentielles. *Mathon and Laurent* [2001] précisent que 55 % des initialisations en région centrale sahélienne ont lieu dans des régions où le relief ne dépasse pas 400 m, indiquant qu'il existe nécessairement d'autres mécanismes d'initiation.

Pour autant, de manière générale, le cycle de vie des MCSs se divise en 4 phases qui sont décrites dans la figure 1.12 et ci-dessous :

- Initialisation : les cumulonimbus se développent à proximité les uns des autres aidés par une convergence de basses couches attribuable à diverses sources (sections précédentes). L'intensité des précipitations dépasse rarement la dizaine de mm.h^{-1} . A ce stade, les nuages peuvent se dissiper très rapidement ou s'intensifier.
- Intensification : de nouvelles cellules se forment à l'avant des anciennes avant que celles-ci ne se dissipent. C'est également une phase d'organisation car les cellules vont grossir de façon à former une zone de précipitations plus continues qui peut se structurer en ligne. L'intensité des précipitations peut atteindre alors localement une centaine de mm.h^{-1} et les nuages convectifs s'épaississent jusqu'à atteindre la tropopause. Les vents d'altitude transportent les hydrométéores pour former une enclume.
- Maturité : cette phase est atteinte lorsque la partie arrière du système dite stratiforme est formée. Il y a coexistence de cellules actives renouvelées à l'avant, de cellules en phase de dissipation alimentant l'enclume arrière et des précipitations stratiformes qui en découlent (quelques mm.h^{-1}). Tant que de nouvelles cellules se forment, le système demeure au stade mature.
- Dissipation : le système est constitué d'une vaste zone de précipitations stratiformes avec des cellules convectives se dissipant en son sein. Cette phase peut perdurer jusqu'à 8 heures et cette dissipation est souvent due à une diminution de l'instabilité convective (*Leary and Houze* [1979a]).

Le cycle de vie des lignes de grains peut être plus complexe avec plusieurs phases d'affaiblissement et d'intensification. Elles peuvent avoir une durée de vie de plusieurs jours avec possibilité de fusion avec une autre ligne. Les phases d'initialisation et de dissipation restent moins connues, ce sont leur phase mature qui est aujourd'hui la mieux comprise et a déjà fait l'objet de multiples descriptions tant dynamiques que microphysiques et ther-

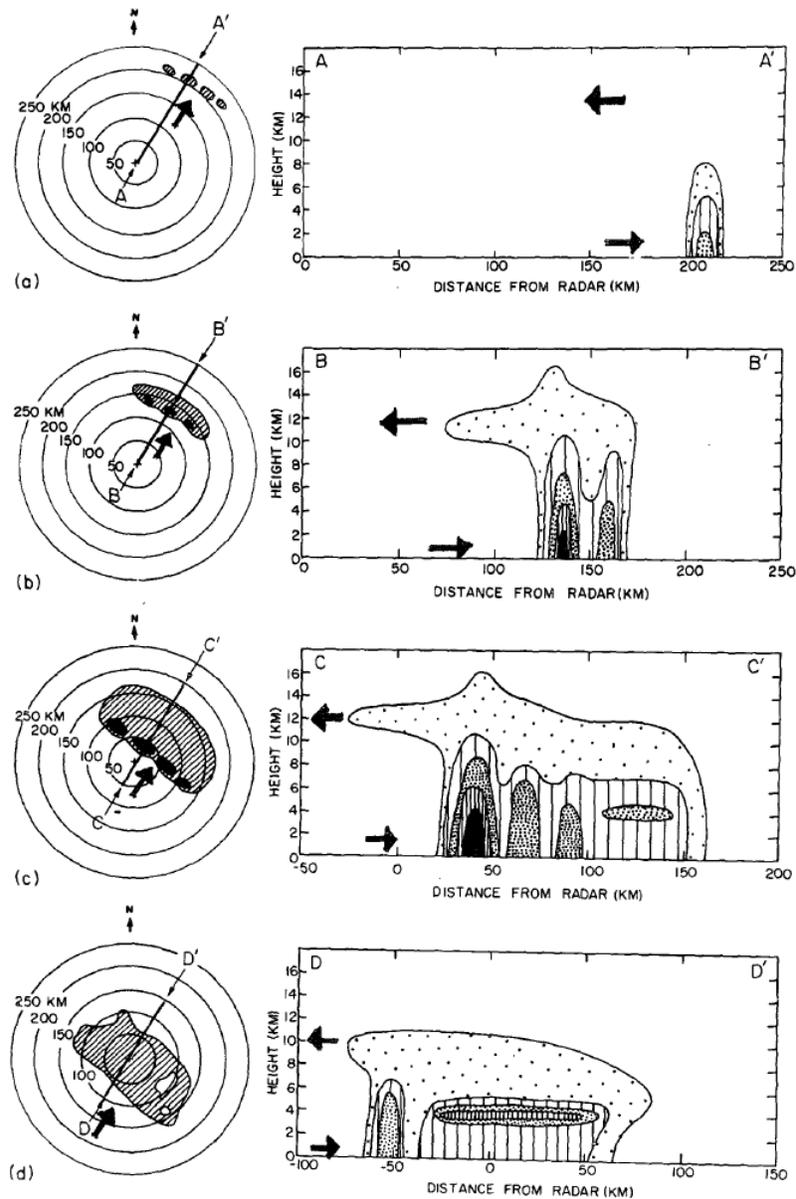


FIG. 1.12 – Schéma du cycle de vie des régions précipitantes d'une ligne de grains comme elles apparaîtraient sur des sections horizontales et verticales d'un champ tri-dimensionnel de réflectivité radar durant (a) sa formation, (b) son intensification, (c) sa phase mature et (d) sa phase de dissipation. Les flèches indiquent la direction du vent relative au système. D'après *Leary and Houze* [1979a].

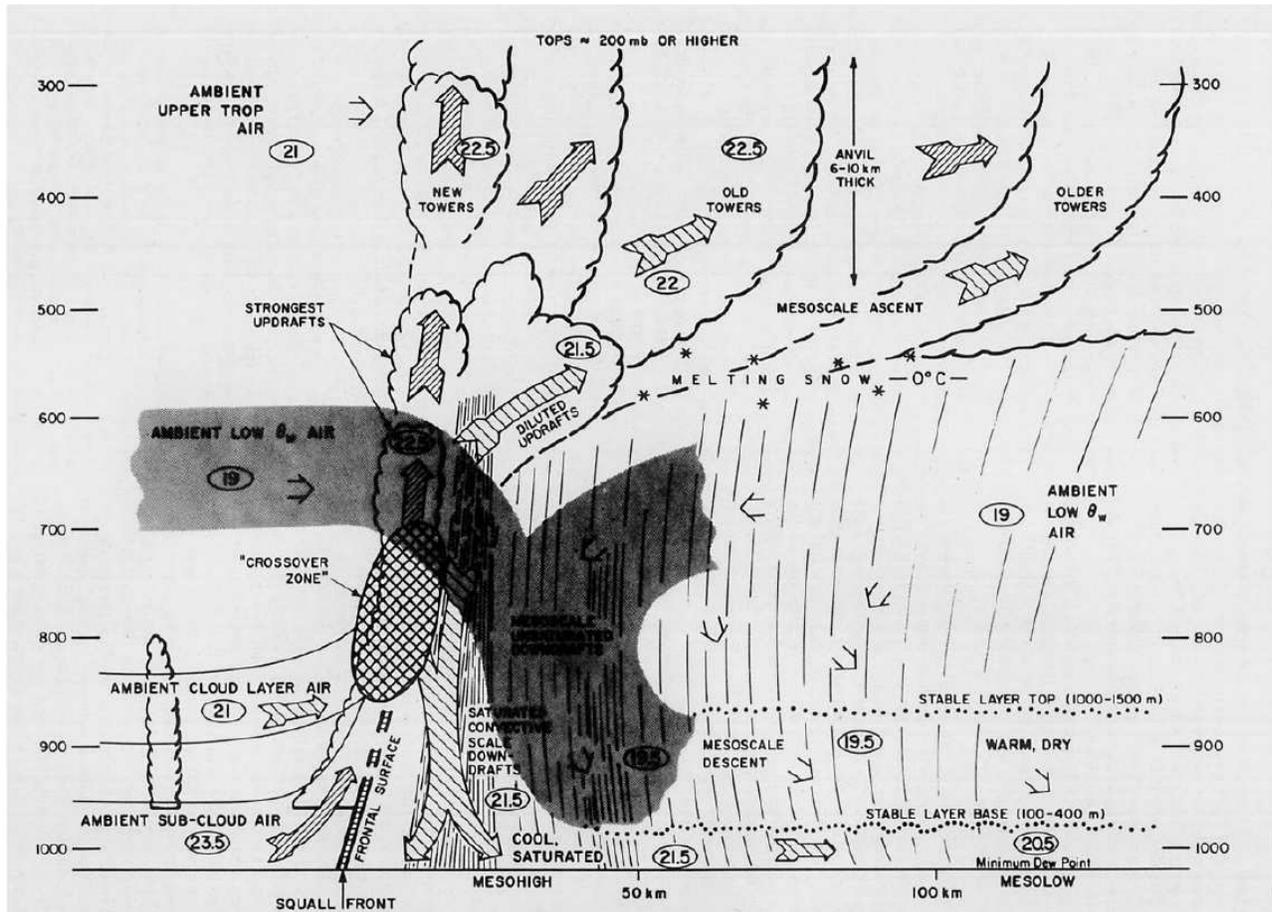


FIG. 1.13 – Modèle conceptuel de ligne de grains d'après Zipser [1977]. Tous les courants sont estimés dans le référentiel de la ligne de grains qui se propage vers l'ouest. Les chiffres encadrés représentent des valeurs typiques de la température du thermomètre mouillé en °C.

modématiques.

1.3.2 Dynamique et microphysique interne

C'est Zipser [1969] qui le premier a proposé un schéma conceptuel des lignes de grains, expliquant leur dynamique en exploitant les observations de l'expérience Line Island à partir des années 70. Il suppose notamment l'existence d'une descente d'air potentiellement plus froid venant de l'évaporation des précipitations et qui croise les courants ascendants qui alimentent la partie convective. Plus tard, Zipser [1977] a donné une explication plus précise de la dynamique des lignes de grains en mettant en évidence l'existence de deux

courants descendants : un courant saturé d'échelle convective et un courant non saturé de mésoéchelle. Son schéma conceptuel est proposé sur la figure 1.13. Ce sont en définitive les résultats issus des campagnes GATE puis COPT81 combinés aux simulations numériques explicites de la convection qui ont permis de dégager une meilleure compréhension de la dynamique et de la thermodynamique des lignes de grains.

Houze [1977], tout d'abord, a dégagé plus clairement la constitution particulière des différentes régions d'une ligne de grains de GATE. Il note en premier lieu que la zone de précipitations intenses, ou partie convective, est formée d'une ligne discrète (quelque dizaines de kms) d'éléments convectifs avec de fortes vitesses verticales pouvant permettre aux hydrométéores d'atteindre la tropopause. *A contrario*, la partie arrière du système ou partie stratiforme est constituée d'une large zone de précipitations continues (quelques centaines de kms) qui apporte autant de précipitations en moyenne. Ainsi, ces précipitations stratiformes résultent d'une part du transfert horizontal d'hydrométéores par l'incorporation dans la partie stratiforme d'anciennes cellules convectives et d'autre part par des ascendances de mésoéchelle au sein de l'enclume.

Chong et al. [1987] ont ensuite indiqué que la partie avant des lignes de grains présente de forts courants ascendants d'échelle convective localisés dans les cellules convectives résultant de l'air instable à fort θ_e dans la couche limite. Ces courants ascendants présentent une pente distincte liée au cisaillement de vent dans les basses couches. Les mesures radars de COPT81 ont indiqué que les vitesses ascendantes maximales sont de l'ordre de la dizaine de $m.s^{-1}$ vers 2,5 km d'altitude.

Les courants descendants d'échelle convective, situés juste derrière et en-dessous des courants ascendants d'échelle convective possèdent une flottabilité négative. Ils sont initialisés classiquement (*c.f. section sur les phénomènes convectifs*) par le poids des précipitations convectives et sont alimentés à travers l'évaporation des ces précipitations par de l'air plus froid et sec venant des niveaux moyens de la troposphère. Ils peuvent atteindre des valeurs de l'ordre de $5 m.s^{-1}$.

Sous l'enclume arrière, les courants descendants de mésoéchelle sont constitués d'air à faible θ_e non saturé et sont alimentés par la convergence dans les niveaux intermédiaires. Associée à la subsidence de moyenne échelle, une ascendance de moyenne échelle est observable à l'aide de sondages (*Gamache and Houze* [1983]) et par mesures Doppler directes (*Chong et al.* [1987]). *Houze* [1977] et *Fortune* [1980] avaient également fait la même hypothèse pour expliquer l'origine des précipitations stratiformes. Cette ascendance et cette subsidence de mésoéchelle sont de l'ordre de la dizaine de $cm.s^{-1}$. En moyenne, dans les lignes de grains de COPT81, une pente de vitesse verticale nulle située environ entre 2,5 et 4 km, respectivement au début et à la fin de la partie stratiforme, sépare les mouvements ascendants et subsidents.

Juste derrière les courants ascendants convectifs, les lignes de grains sont caractérisées

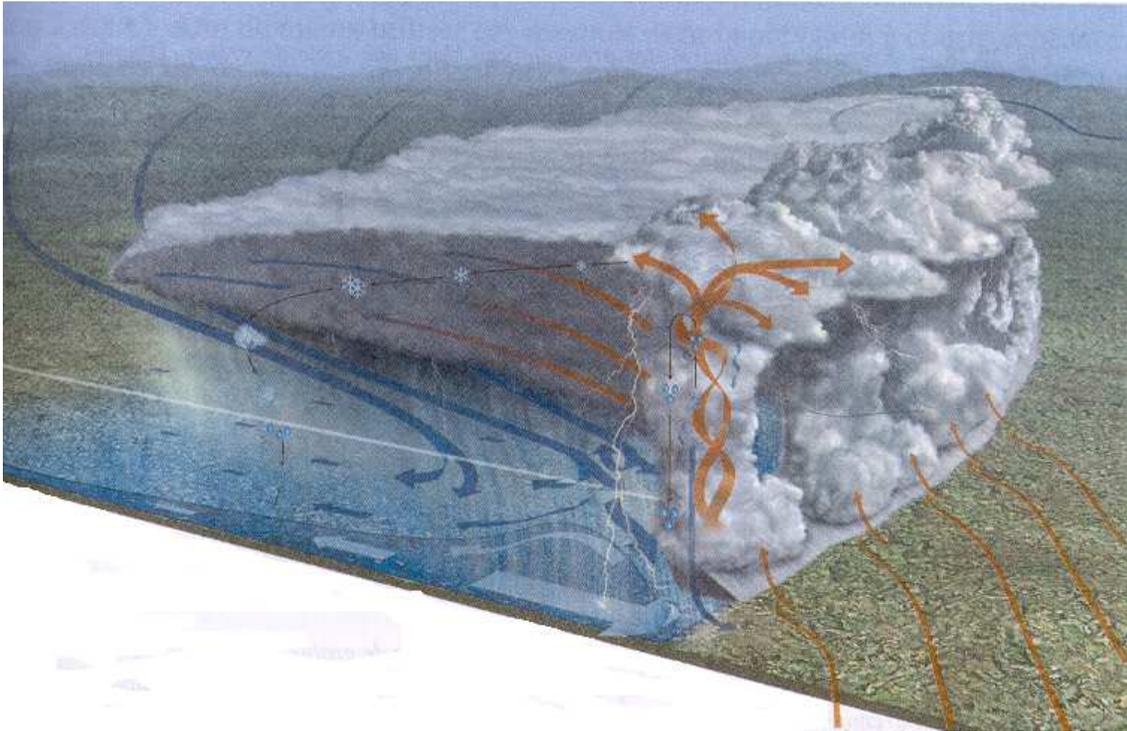


FIG. 1.14 – Modèle conceptuel de ligne de grains. Structure fine et courants de mésoéchelle. D'après *Lafore* [2004]. Illustration de F. Poulain.

par la présence d'un courant de densité, ou courant de gravité. C'est un courant froid d'une épaisseur d'environ 2 km qui s'étale au sol en formant un flux divergent, d'où le refroidissement au sol observé avant l'arrivée des pluies. La transition entre l'air froid du courant de densité et l'air ambiant constitue le front de rafales qui agit comme un front froid en produisant de nouvelles cellules convectives. Concrètement, l'air alimentant le courant de densité est amené d'une part par les courants descendants de mésoéchelle, et d'autre part, par les courants descendants d'échelle convective. C'est *Redelsperger and Lafore* [1988] qui ont expliqué l'alimentation du courant de densité en faisant une analyse conjointe du champ simulé de température potentielle équivalente θ_e et du champ tridimensionnel de vent à différents niveaux. Ils ont montré que les courants descendants d'échelle convective transportent vers le courant de densité l'air de plus faible θ_e situé vers 5 km, permettant ainsi de le refroidir encore plus. Ils expliquent ainsi pourquoi les amas nuageux (caractérisés par un minimum de θ_e) ont une propagation plus lente que les lignes de grains.

Enfin, les parties stratiforme et convective sont liées par deux grands flux qui jouent un rôle dans leurs échanges : i) le flux ascendant dirigé de l'avant vers l'arrière, des basses couches de la région convective à la partie supérieure de la région stratiforme, ii) le flux

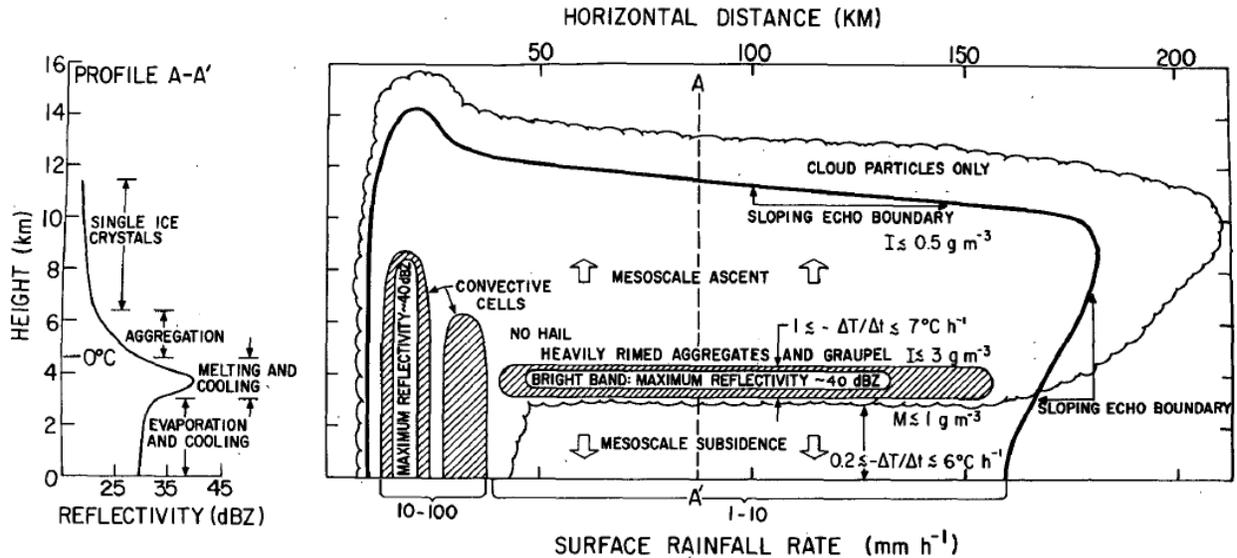


FIG. 1.15 – Section verticale schématique et profile verticale de réflectivité radar (le long de A-A') d'une ligne de grains présentant quelques aspects de sa microphysique. D'après *Leary and Houze [1979b]*.

descendant dirigé de l'arrière vers l'avant, de la partie inférieure de la région stratiforme vers la région convective. Ce dernier courant, ce courant de retour, joue en particulier un rôle dynamique en transportant des quantités importantes de vapeurs d'eau et de chaleur latente (*Chalon et al. [1988]*). *Lafore and Moncrieff [1989]* ont montré que ce courant de retour est plus fort lorsque le cisaillement ou l'instabilité augmentent. La figure 1.14 illustre ces différents flux en distinguant en rouge les ascensions et en bleu les subsidences.

Concernant la microphysique, *Gamache and Houze [1983]*, *Rutledge [1986]*, *Chong and Hauser [1989]* et *Canioux et al. [1994]* s'accordent sur l'importance des hydrométéores dans la dynamique des lignes de grains. En particulier, dans la partie stratiforme, leur répartition a tendance à être relativement uniforme horizontalement, avec une nette stratification verticale. Des particules de glace restent confinées dans la partie supérieure de l'enclume. A mi-niveau de la partie stratiforme ce sont principalement des agrégats qui sont les hydrométéores majoritairement constitutifs. Enfin, la base est constituée de particules de grésils avec de forts contenus en eau. En dessous, apparaît à 4 km du sol, la bande brillante sous l'isotherme 0 °C, qui se traduit par une couche de réflectivité radar maximum. *Houze [1977]* indique que c'est à ce niveau que la fonte de grésils entraîne les pluies au sol. Il indique également que dans la partie convective, les hydrométéores liquides sont majoritaires jusqu'à 4 km. Au dessus, on trouve des agrégats, puis du grésil, puis de la glace dans la partie supérieure des cellules convectives.

Leary and Houze [1979b] ont confirmé et résumé dans la figure 1.15 la distribution particulaire microphysique d'une ligne de grains ainsi que les processus microphysiques en jeu dans la région stratiforme. Alors que la partie haute de l'enclume est principalement constituée de cristaux de glace, les agrégats et le graupel (ou neige roulée) dominant au dessus de la bande brillante et une absence de grêle isolée est à signaler. La fonte de ce mélange de graupel et d'agrégats, en passant sous l'isotherme 0°C , permet aux hydrométéores de grossir par coalescence et, une fois pris dans les ascendances de mésoéchelle, ces derniers vont éventuellement être ramenés en altitude où ils formeront des particules plus grosses. En répétant ce processus, des particules de grêle peuvent ainsi faire leur apparition. Sous la bande brillante, c'est l'évaporation liée à la descente de mésoéchelle qui conduit à l'obtention de fines pluies au sol, empêchant les gouttes de pluie plus grosses issues de la fonte des particules glacées de l'atteindre.

Chapitre 2

Dynamique et microphysique de la ligne de grains du 28 juillet 2006

Ce chapitre est dédié à l'exploitation des observations réalisées par le radar Doppler polarimétrique RONSARD durant la SOP. Nous décrivons tout d'abord les méthodes choisies pour documenter la dynamique et la microphysique des systèmes précipitant ouest africain. Nous ciblons notre propos sur le cas de la ligne de grains du 28 juillet 2006. Nous concluons par l'étude de la dynamique et de la microphysique de ce MCS présentée sous forme d'une publication scientifique soumise au QJRMS.

2.1 Exploitation des mesures radars

2.1.1 Exploitation des mesures pour la dynamique

Nous introduisons ici les méthodes VAD (Velocity Azimuth Display en anglais, *Browning and Wexler* [1968]) et VVP (Volume Velocity Processing en anglais, *Waldteufel and Corbin* [1979]) permettant l'analyse du champ de vent moyen à l'aide d'un seul radar Doppler puis la méthode MUSCAT (Multiple-Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique en anglais, *Bousquet and Chong* [1998]) permettant une analyse tridimensionnelle du champ de vent à l'aide de deux radars Doppler.

a - Méthodes à un radar Doppler

Lorsque l'antenne décrit un cône d'axe vertical et d'élévation constante, les mesures sont distribuées de manière régulière sur des cercles centrés sur l'axe vertical. Le rayon et l'altitude de ces cercles dépendent de la distance radiale r (distance cible-radar) et de l'inclinaison α du cône (ou site exploré). Le diamètre des cercles est compris en général entre 10 et 50 km ; l'altitude z et le rayon R sont respectivement définis par :

$$\begin{aligned} z &= r \sin \alpha \\ R &= r \cos \alpha \end{aligned} \tag{2.1}$$

Si l'on suppose une situation stratiforme et une homogénéité horizontale du vent et de la vitesse de chute des hydrométéores, la distribution des vitesses radiales mesurées le long d'un cercle (distribution en fonction de l'azimut de visée du radar) est décrite par une fonction sinusoïdale de l'azimut (*Lhermitte* [1961]). Soit V_H la vitesse horizontale du vent, β_o sa direction par rapport au Nord (compté positivement dans le sens anti-trigonométrique), V_f la vitesse terminale de chute des hydrométéores. La vitesse radiale V_r observée à une distance r du radar, dans une direction β par rapport au Nord, est alors donnée par :

$$V_r = -V_H \cos \alpha \cos(\beta - \beta_o) + V_f \sin \alpha \quad (2.2)$$

où V_r est comptée positivement vers le radar ; et V_f est positive vers le bas.

La vitesse terminale de chute est une combinaison linéaire de la vitesse verticale W de l'air et de la vitesse propre de chute V_t ($V_f = -W + V_t$ où W est positive vers le haut).

La vitesse du vent horizontale V_H peut donc être estimée à partir de deux points de la courbe sinusoïdale décrite par l'équation 2.2 : le maximum et le minimum. En d'autres termes, l'amplitude et la phase de la sinusoïde définissent le module et la direction du vent tandis que le déplacement de la courbe par rapport au zéro de vitesse mesurée traduit la contribution de la vitesse de chute des particules.

Caton [1963], puis *Harrold* [1966] utilisèrent ensuite le fait qu'un champ convergent se traduisait par un décalage de la sinusoïde de la même manière que la contribution de la vitesse de chute, pour estimer la divergence du vent horizontal. Celle-ci peut être calculée en estimant la vitesse de chute par une mesure indirecte. Cette divergence permet alors de définir la vitesse verticale moyenne en utilisant l'équation de conservation de la masse :

$$\text{div} \bar{V}_H + (1/\rho)(\partial\rho W/\partial z) = 0 \quad (2.3)$$

où ρ est la densité de l'air.

On voit ici une première approche pour déterminer le profil de vent à partir des informations VAD. Cependant, si l'hypothèse d'homogénéité du vent n'est pas vérifiée, les variations de vitesse radiale en fonction de l'azimut ne sont plus décrites par une sinusoïde pure. En considérant que le champ de vent horizontal peut être écrit linéairement (développement de Taylor limité au premier ordre), *Browning and Wexler* [1968] ont montré qu'il est possible de définir les paramètres cinématiques de l'air (module et direction du vent, divergence et déformation) à partir d'une analyse harmonique de Fourier au deuxième ordre de la série de mesures V_{ri}, β_i étant situées sur un même cercle de rayon $r \cos \alpha$. L'harmonique d'ordre 0 représente la contribution de la divergence du vent horizontal et celle de la vitesse de chute des hydrométéores, que l'on suppose homogène. Les harmoniques d'ordre 1 et 2 déterminent respectivement le vent moyen (module et direction) et sa déformation

(module et direction de l'axe de dilatation).

Soient A_0 l'amplitude de harmonique d'ordre 0 (composante continue), A_1 et Φ_1 l'amplitude et la phase à l'origine de l'harmonique d'ordre 1 (fondamentale), et A_2 et Φ_2 l'amplitude et la phase à l'origine de l'harmonique d'ordre 2. La vitesse radiale estimée V'_r est alors définie par :

$$V'_r = A_0/2 + A_1 \cos(\beta - \Phi_1) + A_2 \cos(2\beta - \Phi_2) \quad (2.4)$$

En développant dans l'équation 2.2, le vent horizontal V_H en série de Taylor au premier ordre, on montre que les paramètres moyens du champ au centre du cercle considéré sont définis par :

$$\begin{aligned} V_H &= -A_1/\cos \alpha \\ \beta_0 &= \Phi_1 \\ \text{div} \bar{V}_H &= -A_0/(r \cos 2\alpha) + 2V_f \tan \alpha/(r \cos \alpha) \\ \text{def} \bar{V}_H &= -2A_2/(r \cos 2\alpha) \\ \gamma &= \Phi_2 \end{aligned} \quad (2.5)$$

où $\text{def} \bar{V}_H$ et γ sont respectivement la déformation du vent et l'orientation de l'axe de dilatation.

Concrètement, la détermination des paramètres de 2.4 peut être effectuée par analyse de Fourier sur la distribution azimutale des vitesses Doppler ou par ajustement au sens des moindres carrés à un niveau d'altitude donné (*Browning and Wexler* [1968] et *Testud et al.* [1980]).

Une analyse plus complète du champ de vitesse est possible en utilisant simultanément toutes les données obtenues. C'est ce que propose l'analyse en volume ou VVP décrite par *Waldteufel and Corbin* [1979]. La technique VVP repose aussi sur une description linéaire du champ : la variation linéaire est formulée aussi bien horizontalement que verticalement. En négligeant les variations horizontales de la vitesse verticale devant les variations verticales du vent horizontal dans des situations stratiformes, *Waldteufel and Corbin* [1979] montrent comment les divers termes qui décrivent le champ de vitesses radiales observées en fonction des paramètres du champ de vent (composantes moyennes et tendances) peuvent être déduits de l'ensemble des points de mesure. La technique des moindres carrés est appliquée aux données situées à l'intérieur d'une même tranche d'altitude peu épaisse. A chaque tranche d'altitude de 250 m environ, l'ajustement est réalisé sur une portion limitée de l'aire définie par les mesures. En faisant varier la position de cette surface, on peut caractériser les paramètres du vent en divers points. Nous référons le lecteur à l'étude de *Waldteufel and Corbin* [1979] pour le détail du formalisme mathématique utilisé.

D'après ces auteurs, les avantages de la méthode VVP sont les suivants :

- (i) les composantes du vent horizontal moyen ne sont pas perturbées par l'angle d'élévation des divers cônes explorés ;
- (ii) l'estimation non biaisée de la divergence permet de calculer d'une manière correcte la vitesse verticale de l'air via, l'équation de continuité ;
- (iii) une estimation de la vitesse terminale de chute est directement accessible ;
- (iv) l'estimation des dérivées verticales du champ de vitesse permet de contrôler la validité de l'analyse en comparant les résultats obtenus à des altitudes successives.

Notons que la technique d'analyse en volume est très attrayante pour restituer le champ de vent à l'aide d'un seul radar d'une part, et que d'autre part, l'exploration n'est pas limitée aux sites faibles. Toutefois cette technique, comme celles décrites plus haut, est limitée aux situations ne présentant pas de phénomènes non linéaires d'échelle supérieure au volume analysé ou d'irrégularité de petite échelle trop importante.

Pour conclure, de par la simplicité d'exploration (balayage conique) et des conditions peu astreignantes qu'offre l'utilisation d'un seul radar Doppler, celle-ci est encore et toujours un moyen très employé pour l'étude des précipitations. Lorsque les hypothèses de relative uniformité du champ sont admissibles (convection peu intense, situations stratiformes), les techniques VAD ou VVP peuvent être appliquées. Mais dans les cas de convection profonde, il est évident que la seule façon de restituer le champ de vitesse tridimensionnel résulte de l'utilisation simultanée de deux ou plusieurs radars Doppler, parce que les hypothèses nécessaires à l'application des méthodes (types VAD) ne sont plus vraies.

b - Méthodes à plusieurs radar Doppler

Précisons ici le principe de la restitution d'un champ tridimensionnel de vent et de réflectivité ainsi que la méthode de traitement RAMDAM pour Real-Time and Automated Multiple-Doppler Analysis Method qui est la chaîne de traitement que nous avons utilisée dans cette étude. Cette chaîne initialement prévue pour un système de radars monostatiques couplés fut utilisée pour la première fois lors de la phase expérimentale de MAP (Mesoscale Alpine Programme (Sept-Nov.1999), *Bougeault et al.* [1998]; *Bougeault et al.* [2001] et *Binder et al.* [1999]) par *Chong et al.* [2000].

RAMDAM est une chaîne de traitement de mesures radars qui comprend deux étapes :

- (i) une première étape qui évalue les 3 composantes du vent (u, v, w) et la réflectivité à partir des mesures disponibles selon la méthode dite MUSCAT ;
- (ii) une seconde étape qui réajuste le champ issu de MUSCAT pour accéder à une détermination plus précise de la vitesse verticale w (notée W dans le paragraphe précédant).

La méthode MUSCAT pour Multiple Doppler Synthesis and Continuity Adjustment Technique développée par *Bousquet and Chong* [1998] pour les radar aéroportés, étendue aux radar sols (*Chong and Bousquet* [2001]) puis adaptée pour pouvoir être appliquée aux études au-dessus de terrains complexes (*Chong and Cosma* [2000]) permet de restituer les 3 composantes cartésiennes u, v, w du champ de vent. C'est une méthode variationnelle basée sur la minimisation plan horizontal par plan horizontal d'une fonctionnelle (eq. 2.6) s'exprimant sous la forme de trois termes et définis respectivement comme les contraintes d'ajustement aux données, d'ajustement à l'équation de continuité, et de régularité (homogénéité du champ de vent).

$$F(u, v, w) = \int_S [A(u, v, w) + B(u, v, w) + C(u, v, w)] \quad (2.6)$$

où S est le domaine horizontal de restitution à une altitude donnée.

Ainsi sur la base du calcul variationnel, u, v et w sont solutions de :

$$\frac{\partial F}{\partial u} = 0 \quad \frac{\partial F}{\partial v} = 0 \quad \frac{\partial F}{\partial w} = 0 \quad (2.7)$$

Le premier terme de la fonctionnelle F est l'ajustement aux données en un point de grille. Il relie les trois composantes du champ de vent à la vitesse radiale mesurée par chaque radar Doppler, ce terme s'écrit :

$$A(u, v, w) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \omega_i [\alpha_i u + \beta_i v + \gamma_i (w - v_t) - V_{ri}]^2 \quad (2.8)$$

où l'indice i définit la i^{me} observation qui contribue à l'estimation du champ de vent au point de grille considéré, N est le nombre d'observations, V_r est la vitesse mesurée, α , β et γ sont les cosinus directeurs définissant la direction de visée (*c.f.* Chapitre 2), ω est une fonction poids au sens de Cressman qui dépend de la distance de l'observation au point de grille. Son utilisation fait office d'interpolateur des données radar dans la grille cartésienne.

Le deuxième terme de la fonctionnelle est l'ajustement de l'équation de continuité. Il est exprimé au sens des moindres carrés et son importance est réglée par le paramètre μ_1 :

$$B(u, v, w) = \mu_1 \left[\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} - \kappa \omega \right]^2 \quad (2.9)$$

où μ_1 a la dimension d'une longueur au carré, κ qui est égale à $-\frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$, représente l'inverse de la hauteur d'échelle de l'atmosphère typiquement égale à 10 km et est considéré comme constant.

Enfin, le dernier terme de la fonctionnelle, le terme de contrainte de régularité est un filtre horizontal passe-bas qui vise à lisser le champ final en filtrant les variations et phénomènes d'échelle inférieure à une certaine longueur d'onde fixée par l'utilisateur ; contrôlé par le paramètre μ_2 :

$$C(u, v, w) = (J_2(u) + J_2(v) + J_2(w))\mu_2 \quad (2.10)$$

avec

$$J_2 = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2}\right)^2 + 2\left(\frac{\partial^2}{\partial x \partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial^2}{\partial y^2}\right)^2 \quad (2.11)$$

Bien que la méthode MUSCAT conduise aux trois composantes u , v , et w du vent, la solution obtenue ne vérifie l'équation de continuité qu'au sens des moindres carrés. Une nouvelle estimation de la vitesse verticale est donc nécessaire. La procédure variationnelle utilisée a été développée par *Georgis et al.* [2000]. Son point de départ est l'intégration verticale à partir du sol de l'équation de continuité :

$$\rho w = \rho_s w_s - \int_{z_s}^z \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (2.12)$$

où l'indice s fait référence à la surface, ρ est la densité de l'air en fonction de l'altitude.

$w_s(x, y)$, la vitesse verticale au sol au point de grille (x, y) , est déduite de l'altitude de la surface $z_s(x, y)$ et du vent horizontal de surface $u_s(x, y)$ et $v_s(x, y)$ en ce point :

$$w_s(x, y) = u_s(x, y) \frac{\partial z_s}{\partial x} + v_s(x, y) \frac{\partial z_s}{\partial y} \quad (2.13)$$

$z_s(x, y)$ est obtenue à partir d'une carte numérique de surface, $u_s(x, y)$ et $v_s(x, y)$ sont déduits de l'extrapolation des deux premiers niveaux de mesure vers la surface, en considérant un cisaillement vertical moyen calculé sur ces deux niveaux.

Des erreurs sur w peuvent provenir de cette extrapolation, ou de mauvaises mesures de divergence horizontale. Leur accumulation conduit à des instabilités numériques, et par conséquent à des résultats aberrants. L'approche de *Georgis et al.* [2000] vise à réduire ces erreurs et elle consiste à effectuer une correction sur les composantes de la vitesse horizontale u , v , en leur ajoutant systématiquement la dérivée par rapport à x et y d'un potentiel de vitesse ϕ . ϕ est une fonction scalaire dépendant uniquement des coordonnées horizontales x , y (on ne modifie ainsi que la partie divergente du champ de vent, la partie rotationnelle restant inchangée). Les quantités corrigées u^* et v^* s'écrivent :

$$u^* = u + \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad v^* = v + \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (2.14)$$

Cette correction se répercute sur la vitesse verticale :

$$\rho w^* = \rho w + \rho_s (\nabla_h z_s \nabla_h \phi) - \nabla_h^2 \phi \int_{z_s}^z \rho dz \quad (2.15)$$

Il s'agit alors de déterminer le potentiel de vitesse ϕ . Cela s'effectue par la minimisation d'une fonction coût :

$$J_\phi = \int_{S_{top}} \lambda (w_{top}^*)^2 + \mu \int_D \left[\left(\frac{\partial w^*}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial w^*}{\partial y} \right)^2 \right] dx dy dz \quad (2.16)$$

où S_{top} indique la surface au sommet du domaine considéré, λ est un poids qui module la vitesse verticale au sommet du domaine w_{top}^* , son importance est liée à la valeur de la réflectivité aux points de mesure de S_{top} , μ est un facteur de normalisation qui vise à donner un même poids aux deux termes de l'équation.

Pour terminer sur ce point, nous invitons le lecteur à trouver la formulation complète de J_ϕ en fonction de ϕ établie dans *Georgis et al.* [2000].

Il est important de préciser que bien que cette méthode soit initialement construite pour une analyse dual-Doppler, dans une situation où seul un radar est disponible pour la documentation d'un système, elle reste toutefois utilisable sous couvert d'une hypothèse réaliste. Concrètement, utilisant des séquences prises successivement alors qu'un système est advecté à une vitesse v_{adv} à portée du radar, sous couvert de stationnarité dans le temps des structures dudit système précipitant, ces séquences peuvent être utilisées comme autant de mesures au même instant en supposant que c'est le radar qui a été advecté de $-v_{adv}$. Ainsi, un seul radar peut fournir la double mesure nécessaire (au minimum) pour assurer la restitution tridimensionnelle. Comme nous le verrons dans la section suivante, c'est cette approche qui a été retenue pour l'étude de cas de la ligne de grains du 28 juillet 2006. Nos tests de sensibilité ont montré que l'hypothèse restait réaliste tant que deux séquences successives n'étaient décalées temporellement que de 3/4 d'heure au maximum pour une vitesse d'advection du système d'une dizaine de $m.s^{-1}$.

2.1.2 Exploitation des mesures pour la microphysique

Les mesures polarimétriques effectuées par RONSARD durant la SOP permettent une détermination des contenus particuliers des systèmes précipitant observés. Il est en effet possible d'associer un type ou une classe d'hydrométéores (CH) à un ensemble de valeurs de variables polarimétriques (VP) en passant par un algorithme d'identification ou de classification des hydrométéores. Parmi les méthodes d'identification comme la logique Boolléenne, par exemple, qui est simple mais qui donne une réponse mutuellement exclusive, c'est la logique floue que nous avons retenue. Cette méthode est ici particulièrement bien adaptée dans la mesure où le volume nuageux observé contient un mélange de différents hydrométéores. Cette méthode nous permet ainsi de discriminer dans la phase liquide 3 classes de pluies (forte, moyenne et faible) correspondant à des tailles de gouttes de plus en plus fines. Nous pouvons identifier la présence de grêle et de graupel. Nous pouvons également repérer des mélanges de pluie et de grêle ainsi que de grêle et de graupels. La classification sépare également la neige sèche de la neige mouillée et identifie les cristaux

de glace.

Pour faciliter le propos, ces neuf classes d'hydrométéores seront dénomées par la suite dans leur terminologie anglaise :

- LR pour *Light Rain*
- MR pour *Moderate Rain*
- HR pour *Heavy Rain*
- H pour *Hail*
- RH pour *Rain Hail mixture*
- GH pour *Graupel and Small Hail mixture*
- DS pour *Dry Snow*
- WS pour *Wet Snow*
- IC pour *Ice Crystals*

Vivekanandan et al. [1999] exposent le principe de cette méthode sur la base d'un exemple simple représenté par le schéma de la figure 2.1 qui considère la discrimination entre 2 CH (pluie et grêle) disposant de 3 VP (Z_h , ZDR et LDR).

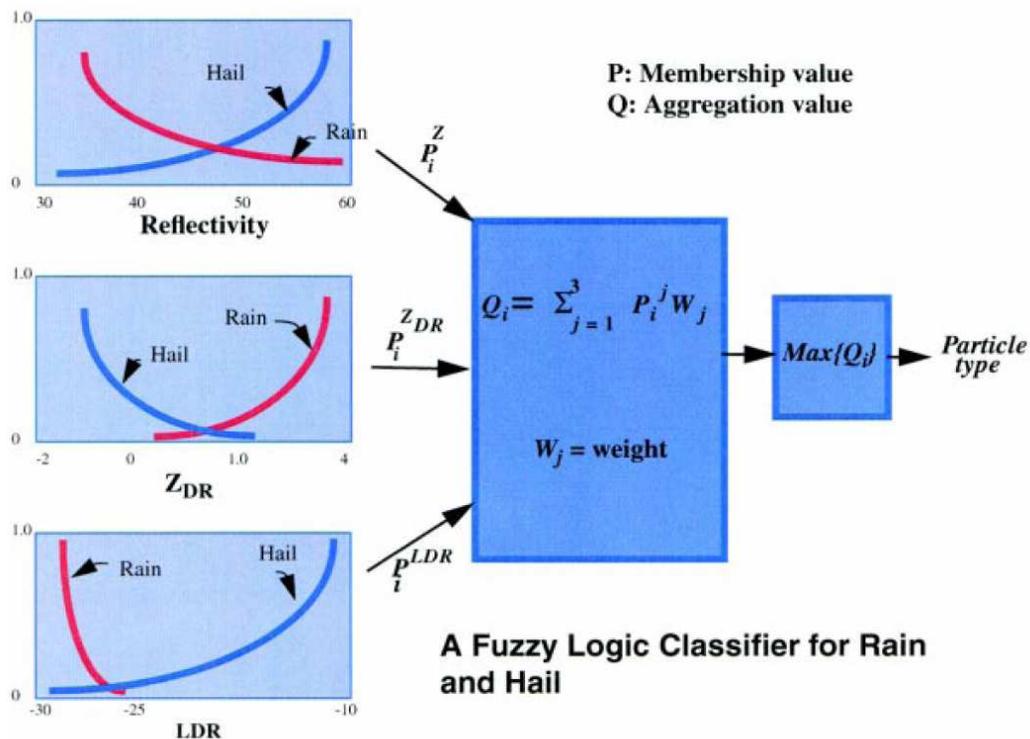


FIG. 2.1 – Principe de la logique floue ; d'après *Vivekanandan et al.* [1999].

Concrètement, pour chaque CH ($i = 1, 2$), nous associons une fonction d'appartenance $P_i(j)$ dépendante d'une variable polarimétrique j . Par exemple, si nous considérons la grandeur ZDR et de la pluie, $P_{pluie}(ZDR)$ indique la probabilité de trouver de la pluie pour une valeur particulière de ZDR. Ainsi, pour une valeur de ZDR comprise entre 0 et 4 dB, $P_{pluie}(ZDR)$ varie de 0 à 1. Dans l'exemple choisi avec 3 VP et 2 CH, 6 fonctions de probabilité sont nécessaires. Les fonctions $P_i(j)$ sont obtenues à partir d'observations et d'études numériques (*Jameson* [1983], *Aydin et al.* [1986], *Bringi et al.* [1986], *Balakrishnan and Zrnić* [1990], *Vivekanandan et al.* [1990], *Doviak and Zrnić* [1993], *Holler et al.* [1994] et *Vivekanandan et al.* [1994]). Ces fonctions se présentent usuellement sous des formes trapézoïdales dont la hauteur est unité et la base définit l'intervalle de valeurs $[j_{min}, j_{max}]$ que peut prendre une VP pour une CH donnée. L'ensemble des fonctions d'appartenance utilisé dans cette étude sera présenté dans la prochaine section (Fig. 2.11).

Nous précisons que l'investigation de systèmes précipitant tropicaux par la bande C est plutôt récente (*May et al.* [1999]) et que les études de sensibilité des variables polarimétriques (*e.g.*, *Zrnić et al.* [2000], *Keenan et al.* [2001]) et des restitutions microphysiques (*May and Keenan* [2005]) sont peu nombreuses. Concernant les systèmes de moyenne latitude, nous pouvons citer les travaux de *Holler et al.* [1994], *Gorgucci et al.* [1996]. Plus récemment, *Gourley et al.* [2007] proposent une approche par la logique floue pour séparer des échos précipitant d'échos non-précipitant. Pour valider les restitutions microphysiques avec des variables polarimétriques en bande C, *May and Keenan* [2005] utilisent deux profilers de vent. Dans cette étude, nous avons analysé la cohérence des classes d'hydrométores restituées sur la base de leur consistance avec le champ de vent observé et/ou les processus microphysiques dans les lignes de grains déjà documentés par les observations et/ou les modèles.

Dans une deuxième étape, chacune des fonctions de probabilité est multipliée par un facteur de poids W_j dont la valeur est attribuée sur des critères expérimentaux et subjectifs selon la pertinence de la variable j considérée et la précision de sa mesure. Nous réalisons enfin, pour chaque CH, la somme de ces fonctions pondérées pour obtenir un unique paramètre $Q_i = \sum_j W_j P_i(j)$. Dans l'exemple proposé nous obtenons :

$$Q_{pluie} = W_{Z_h} P_{pluie}(Z_h) + W_{ZDR} P_{pluie}(ZDR) + W_{LDR} P_{pluie}(LDR) \quad (2.17)$$

et

$$Q_{grle} = W_{Z_h} P_{grle}(Z_h) + W_{ZDR} P_{grle}(ZDR) + W_{LDR} P_{grle}(LDR) \quad (2.18)$$

C'est donc la CH, i , correspondant au paramètre Q_i le plus important qui est alors le résultat de la procédure d'identification. Si Q_{pluie} est supérieur à Q_{grle} dans l'exemple choisi, c'est la pluie qui est la classe la plus probable dans le volume observé.

Pour terminer il est important de préciser que les algorithmes de classification utilisent les profils de température comme discriminant ultime. En effet, un profil de température

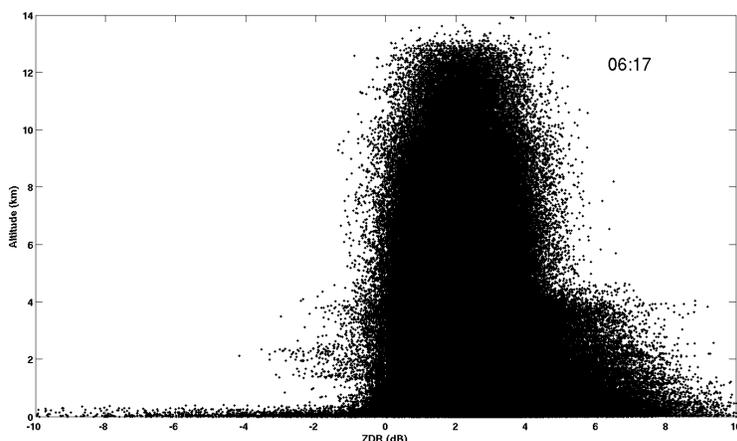


FIG. 2.2 – illustration d’une dérive sur la variable polarimétrique ZDR lors d’un échantillonnage de la partie convective d’une ligne de grains africaine

indique notamment la position de l’isotherme 0°C et donc permet d’éviter certaines aberrations comme la présence de phases solides pures à des températures positives. Il est cependant nécessaire de supposer, implicitement, que le profil de température, donné par des mesures locales (radiosondage), est suffisamment représentatif du domaine d’observation considéré.

Dans notre étude, nous attribuons un poids double à Z_h , ZDR et à la température en raison de la précision de leur mesure. Nos tests de sensibilité ont montré qu’en moyenne 2 à 3 % du volume de points où est pratiquée l’identification sont influencés positivement par cette pondération d’ailleurs conseillée par *Vivekanandan et al.* [1999]. A titre d’exemple, une classe d’hydrométéore, comme la classe GH, y est particulièrement sensible car sans cette pondération, cette classe tend à faire son apparition trop en-dessous de l’isotherme 0°C . Dans le même sens, la WS issue de la fonte de la phase solide tend à apparaître trop au-dessus de l’isotherme 0°C .

Au-delà de cette pondération, c’est évidemment la consistance des variables polarimétriques utilisées qui va jouer un rôle clef dans le processus d’identification. Il est donc fondamental de pratiquer une analyse scrupuleuse de toutes les données polarimétriques récoltées avant de procéder à l’identification.

A titre d’illustration, nous montrons dans l’exemple suivant l’influence d’une dérive sur la réflectivité différentielle ZDR. En effet, bon nombre de séquences radar utilisées dans notre étude ont montré un tel biais qu’il nous a fallu corriger avant de pratiquer l’identification en classe d’hydrométéores. La figure 2.2 montre le nuage de points correspondant à un jeu de données en ZDR fonction de l’altitude qui souffre d’une dérive d’environ 2 dB

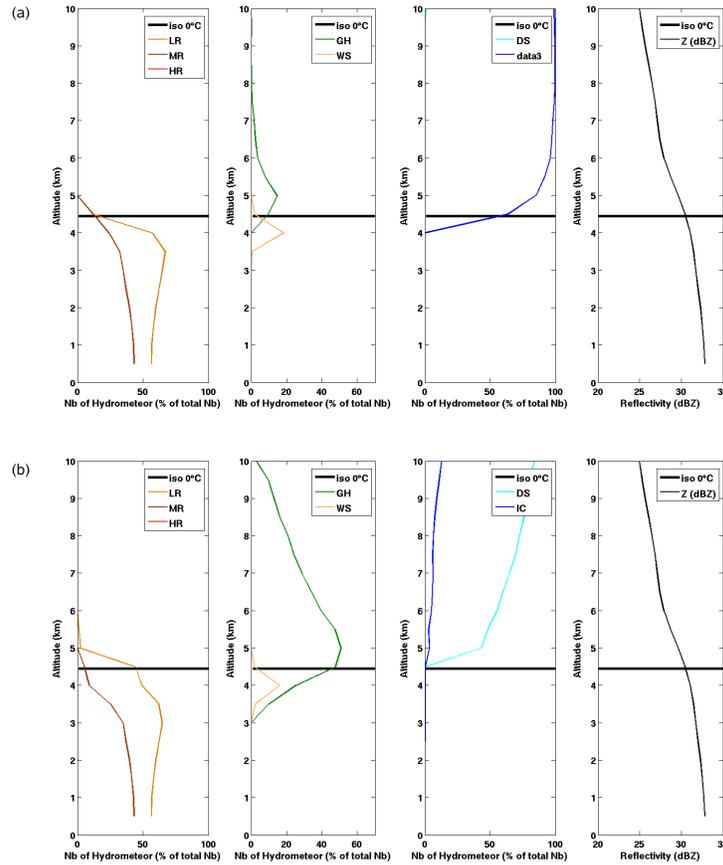


FIG. 2.3 – Influence d’une dérive sur ZDR sur des profils d’occurrence d’hydrométéores : sans la corriger (a) ; en la corrigeant (b)

alors que le radar échantillonne la partie convective d’une ligne de grains africaine. Cette dérive est notamment repérable au-delà d’une altitude de 6 km car, alors que la phase glacée située à de telles altitudes devrait être associée à des ZDR plutôt nulles (compte tenu de la sphéricité des particules à pareille hauteur), le nuage de points se trouve centré autour de 2 dB. La figure 2.3 montre l’influence d’une telle dérive sur la classification. Elle présente différents profils d’occurrence d’hydrométéores en tenant compte de cette dérive (2.3a) et sans en tenir compte (2.3b). Concernant la classe GH par exemple, cette dérive occasionne l’absence du panache observable dans la partie convective d’une ligne de grains lié aux fortes ascendances convectives. Plus important, nous pouvons voir comment l’absence de correction induit une absence totale de diversité microphysique dans la phase solide où DS et IC ne sont pas séparés mais amalgamés.

C’est la prise en compte de ce type de considérations qui permet, à terme, d’utiliser

des variables polarimétriques ne souffrant d'aucun biais, rendant des résultats réalistes et permettant d'accéder à la richesse de la diversité microphysique de systèmes précipitant.

2.2 L'IOP du 28 Juillet 2006

Le 28 Juillet 2006, aux alentours de 6 h du matin, depuis l'hôtel du lac à Djougou au Bénin, nous pouvions voir arriver la ligne de grains présentée sur la figure 2.4. Ce système, qui s'est développé sur le plateau de Jos a atteint la frontière Est du Bénin alors que des conditions favorables à son maintien étaient réunies (faible CIN de 74 J/kg, CAPE de 987 J/kg); comme le sondage réalisé à 2138 UTC à Parakou à proximité de cette frontière a pu le montrer (*c.f.* figure 2.10 *section suivante*).



FIG. 2.4 – La ligne de grains du 28 Juillet 2008, vue depuis l'hotel du Lac à Djougou au Benin.

Ce système présentant une advection de 11 m.s^{-1} en moyenne a pu être ainsi échantillonné par RONSARD sans que ce dernier ne souffre de pannes significatives alors qu'il récoltait une quarantaine de séquences d'aquisition de paramètres dynamiques et microphysiques. Seules quelques pannes de CAF et de mise en butée de l'antenne ont été signalées, et, finalement, quasiment une séquence toute les 7 mns a pu être enregistrée entre 0416 UTC et 1005 UTC depuis Kopargo, permettant d'avoir des observations complètes des

parties convective à stratiforme du système.

Le traitement des mesures (déplément des vitesses Doppler, échos de sol, bruits, dérives des composants...) et leur exploitation par les méthodes MUSCAT, VVP et d'identification par la logique floue ont permis une documentation de la dynamique et de la microphysique de ce système. L'étude de cas, réalisée dans l'esprit de la campagne AMMA pour servir à toutes les disciplines autres que la physique de l'atmosphère, a été synthétisée sous la forme d'une publication soumise au *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. Elle fait l'objet de la *section suivante*.

Le lecteur pourra notamment trouver, dans cette étude, une analyse réalisée à l'échelle convective qui détaille la diversité microphysique du système en lien avec ses champs de vent relatifs ; à la fois dans sa partie convective (*c.f.* figure 2.13 *section suivante*) et de transition convective-stratiforme (*c.f.* figure 2.14 *section suivante*). Il pourra également y trouver une analyse statistique de l'occurrence des classes d'hydrométéores les plus représentatives du système (*c.f.* figures 2.16 et 2.17 *section suivante*) en lien avec sa dynamique de mésoéchelle (*c.f.* figures 2.18 et 2.19 *section suivante*) permettant de mieux comprendre les origines de sa richesse microphysique ainsi que les processus mis en jeu.

2.3 Article n ° 2 : Kinematic and microphysical in the 28th July 2006 Squall line during AMMA Special Observing Period by N. Lamrani and M.Chong. (soumis au QJRMS, 2008)

2.3.1 Abstract

On 28 July 2006, a squall line system moved over Benin and was observed by a C-band polarimetric Doppler radar during the Special Observing Period of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis project. Fine-scale and mesoscale analysis of the wind and microphysical structure are presented, using wind field retrieval and hydrometeor type identification. Wind retrieval is based on a three-dimensional synthesis of two single-Doppler datasets considered as pseudo dual-Doppler observations in an advective reference frame, at convective scale. Classical mesoscale wind profiles are derived from volume velocity processing. Hydrometeor identification proceeds in a fuzzy-logic approach that leads to the most probable hydrometeor. Examination of the obtained results shows numerous features commonly observed in previous studies. The partition of rain and ice particles in each region of the squall line system (say, convective, transition and stratiform regions) is found quite consistent to the observed wind field, at either convective or stratiform rain region. Melting and coalescence are also involved to explain the presence of moderate to high rain, while evaporation beneath the stratiform cloud is clearly suggested by the decrease of moderate rain from the melting level down to the surface.

2.3.2 Introduction

This study takes place within the special observing period (SOP) of the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project (*Redelsperger et al.* [2006]), occurring during the summer of 2006 in an objective to document the rainy monsoon season. In particular, this includes the documentation of the mesoscale convective systems (MCS) that are associated with the West African Monsoon (WAM). Most of them are organized into squall-line systems consisting of a large cloud system with an organized convective line ahead of an extensive trailing anvil cloud (stratiform rain) and preceded by a forward anvil at upper levels. Fast motion and long-lasting structure and well-marked gust front signature at ground level are also common characteristics (*Betts et al.* [1976]; *Zipser* [1977]; *Houze* [1977]; *Leary and Houze* [1979a]; *Fortune* [1980]; *Gamache and Houze* [1982]; *Houze and Rappaport* [1984]; *Chong et al.* [1987]; *Roux and Ju* [1990]; among others). The overall airflow within the squall-lines presents a three-dimensional (3D) structure. At the leading edge, convective-scale updrafts are fed by converging warm boundary layer air which is subsequently transferred rearward into the trailing anvil. Convective-scale downdrafts fed by midtropospheric air participate in the formation of a cold rear-to-front flow normal to the squall line. This flow strongly opposes the front-to-rear flow associated with warm air. A mesoscale updraft within the trailing anvil cloud and mesoscale downdraft below it are fed by midtropospheric convergence.

The present paper focuses on a squall-line system that was observed over North Benin on 28 July 2006 by the French RONSARD C-band polarimetric Doppler radar installed at Kopargo (9.82° N, 1.56° E). North Benin was one of the AMMA instrumentation site (Fig. 2.5), involving the French X-port polarimetric Doppler radar and surface measurements at Djougou (9.69° N, 1.66° E) and the sounding site at Parakou (9.35° N, 2.62° E). This paper takes advantage of the measurements of Doppler and polarimetric variables from RONSARD radar to investigate the dynamical features of a tropical squall-line along with its microphysical structure, so as to characterize the main physical processes that occurred. Data processing is performed with the multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) proposed by *Bousquet and Chong* [1998] and the hydrometeor classification based on fuzzy logic method from *Vivekanandan et al.* [1999]. The volume velocity processing of *Waldteufel and Corbin* [1979] is also used to provide mesoscale wind profiles. Section 2.3.3 presents the environmental characteristics of the squall-line. Specific data processing methods and corresponding results for dynamics and microphysics are developed in section 2.3.4 and 2.3.5, respectively.

2.3.3 Environmental characteristics : synoptic scale, surface observations and pre-squall environment

Prevailing meteorological conditions over West Africa at 0600 UTC 28 July 2006 are illustrated using the European Centre Meteorological Weather Forecast (ECMWF) analy-

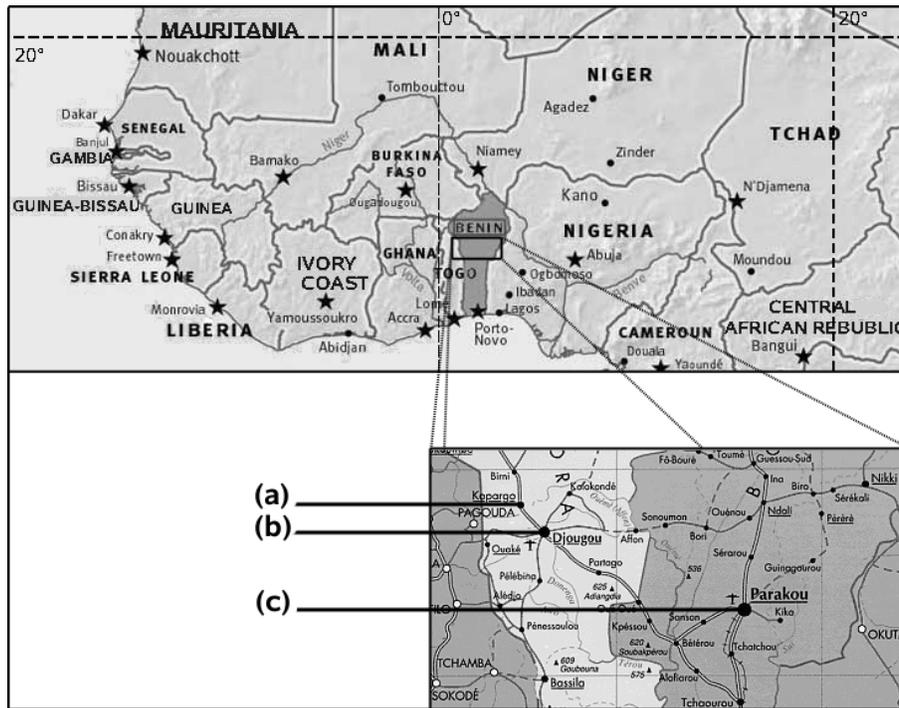


FIG. 2.5 – Specific observational network over Benin : (a) RONSARD C-band polarimetric Doppler radar at Kopargo (9.82° N 1.56° E) ; (b) X-port X-band polarimetric Doppler radar and surface observations at Djougou (9.69° N 1.66° E) ; (c) instrumented site of Parakou (9.35° N 2.62° E) with two radiosoundings per day.

sis at 925 hPa and 700 hPa (Fig. 2.6) and the West African Synthetic Analysis (WASA) issued from the African Centre of Meteorological Applications for Development (ACMAD) (Fig. 2.7). At lows levels (925 hPa, Fig. 2.6a) the southwestern part of West Africa around (15° N, 15° W) was under the influence of the southwesterly monsoon flow, while to the north (30° N, 20° E), the wind field was under the influence of the Lybian high. Mali and Niger were concerned by opposing winds separated by a northwest-southeast oriented line corresponding to the Inter-Tropical Discontinuity (ITD). The ITD can be also seen on the WASA (Fig. 2.7), crossing southern Algeria (26° N, 0° E) and sloping down to Niger (17° N, 17° E) and Sudan (12° N, 25° E). To the south of this line, southwesterly winds associated with the monsoon flow tend to deviate toward southeast near the northern border of Mali, while to the north, strong northeasterly winds were observed. Consistently, the ITD was associated with a sharp discontinuity zone of relative humidity, separating regions of humid air to the south (60-100 %) from regions of drier conditions to the north (< 30%).

At low-to-mid levels (700 hPa, Fig.2.6b), the African easterly jet (AEJ) is clearly identified south of 15° N and presents an evident undulation associated with an African easterly wave (AEW). On average, it is composed of less humid air (50-70 %). The WASA (Fig. 2.7) indicates organized and isolated convective activity in extreme West Africa, Central Africa and Eastern Africa. Isolated cells were mainly located in the northern part of Nigeria. Most of the convective cells formed the evening before and moved westward and southward during the night. The MCS reported over north Benin and observed by the RONSARD radar occurred at the southeast side of AEW and it maintained as it moved over Burkina-Faso. Moreover, Figure 2.7 shows that the AEJ in this region is associated with a well-marked tropical easterly jet (TEJ) at uppers levels.

Figure 2.8 presents the track of the aforementioned MCS over West Africa from the Meteosat infrared images, every three hours from 0000 UTC till 0900 UTC 28 July 2006. This MCS got through north Benin from east to west : it was at the eastern border of Benin at 0000 UTC, over Benin between 0300 and 0600 UTC, and straddled the western border of Benin, Togo and Ghana at 0900 UTC. It extended over 600 km in the North-South direction and 400 km from east to west, and it moved southwestward at a moderate propagation speed of 11 m s^{-1} as defined in the next section.

Figure 2.9 shows surface measurements of pressure, air temperature, wind speed and humidity as recorded at Djougou between 0000 UTC 27 July and 1200 UTC 29 July. It clearly reveals that air temperature and humidity present a day/night oscillation where the daytime atmospheric warming is negatively correlated with a fall of humidity. After the sunset characterized by the temperature fall and a wind increase, temperature remains roughly constant during the night until the arrival of the MCS at Djougou around 0600 UTC 28 July. Then surface measurements start to present characteristic variations of a gust front passage : temperature decreases from 23° C to 20.5° C, wind speed at ground increases from 0.2 m s^{-1} to 3.2 m s^{-1} , pressure increases and humidity decreases.

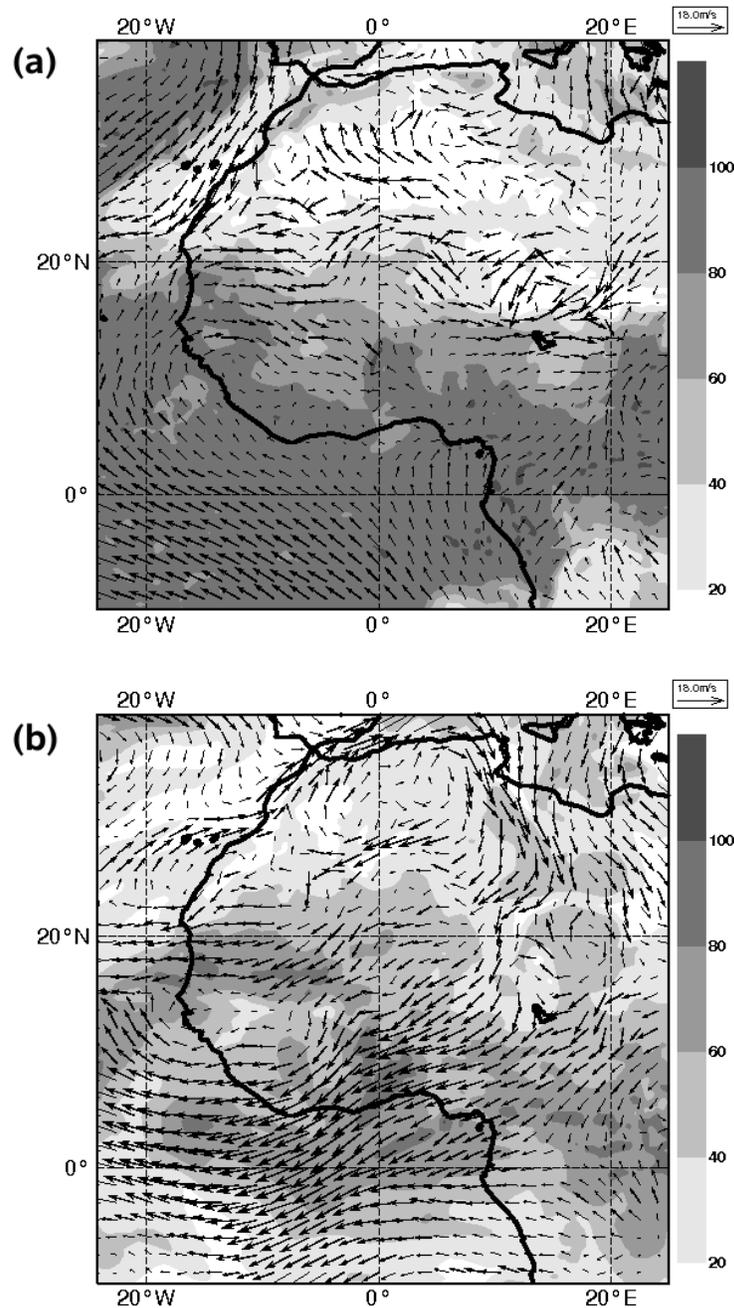


FIG. 2.6 – Horizontal wind (arrows) and relative humidity (% , grey scaling) at (a) 925 hPa, and (b) 700 hPa, from ECMWF analysis at 0600 UTC 28 July 2006.

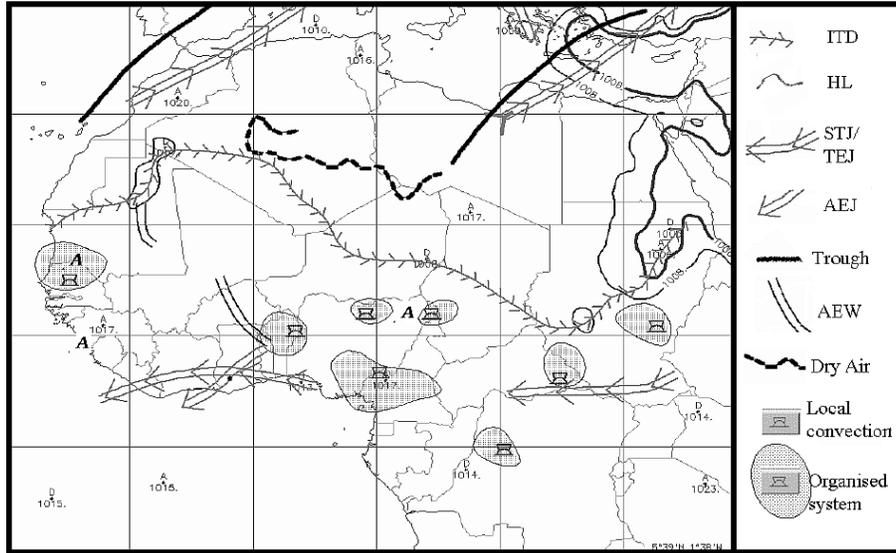


FIG. 2.7 – West African Synthetic Analysis (WASA) from the African Centre of Meteorological Applications for Development (ACMAD) at 0600 UTC 28 July 2006. the acronyms ITD, HL, STJ, TEJ, AEJ and AEW are respectively : intertropical discontinuity, heat low, sub-tropical Jet, tropical easterly jet, African easterly jet and African easterly wave.

Characteristics of the pre-squall environment from the 2138 UTC 27 July 2006 sounding launched at Parakou are shown in Fig. 2.10, with the 0°C levels at 580 hPa (4.5 km). This sounding reveals : i) a lifting condensation level (LCL) at 936 hPa, ii) a level of free convection (LFC) at 686 hPa, and iii) an equilibrium temperature level (ETL) at 181 hPa. At low levels, air is relatively humid, while the upper layer is characterized by dry air associated with the AEJ. The convective available potential energy (CAPE; *Montcrieff* [1976]), which indicates the amount of energy that can be released through buoyancy between the LFC and ETL, reaches 973 Jkg^{-1} , while the convective inhibition (CIN; *Colby* [1983]), which indicates the amount of energy required to lift the potentially unstable air parcels up to the LFC, equals -73 Jkg^{-1} . Table 2.1 compares these values with mean values from 11 pre-squall environments during the COPT 81 experiment *Roux and Ju* [1990]. It appears that this event is characterized by weaker values of CAPE and CIN (respectively 937 Jkg^{-1} and -73 Jkg^{-1} against 1783 Jkg^{-1} and -32 Jkg^{-1}). This implies that although the environment is convectively unstable, the actual development of the vertical motions is more difficult. An important initial lifting is required to bring air parcels up to the LFC where buoyancy becomes efficient. This could explain that the system tended to dissipate after its passage over Benin. Note that more favourable pre-squall conditions do not automatically imply marked development of MCSs. Favourable pre-squall conditions (not presented) were found on the 28 July 2006 evening (CAPE and CIN of 1913 Jkg^{-1} and -58 Jkg^{-1} , respectively, at 2138 UTC) but only strong isolated precipitation was observed.

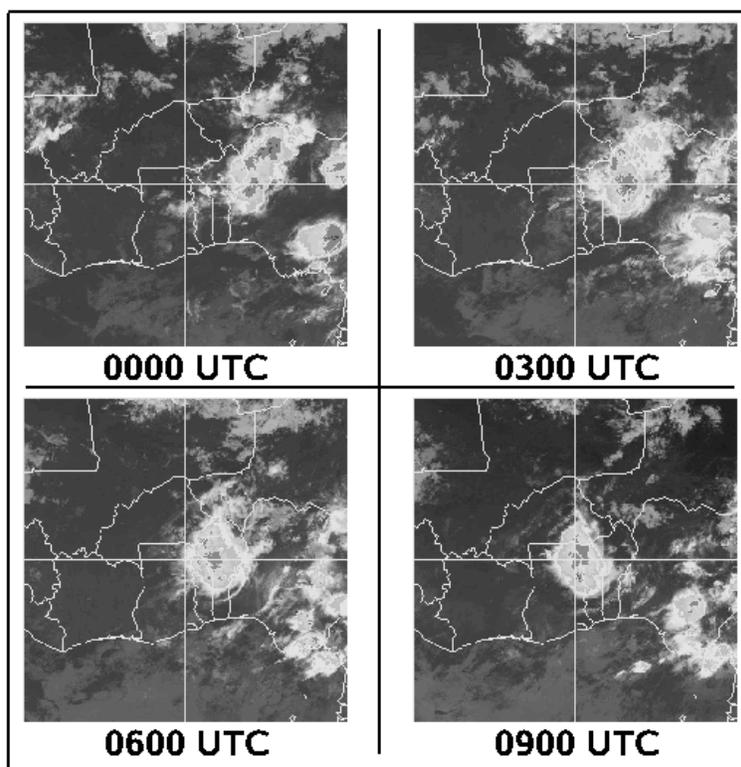


FIG. 2.8 – Infrared images from Meteosat satellite at 0000, 0300, 0600 and 0900 UTC on 28 July 2006.

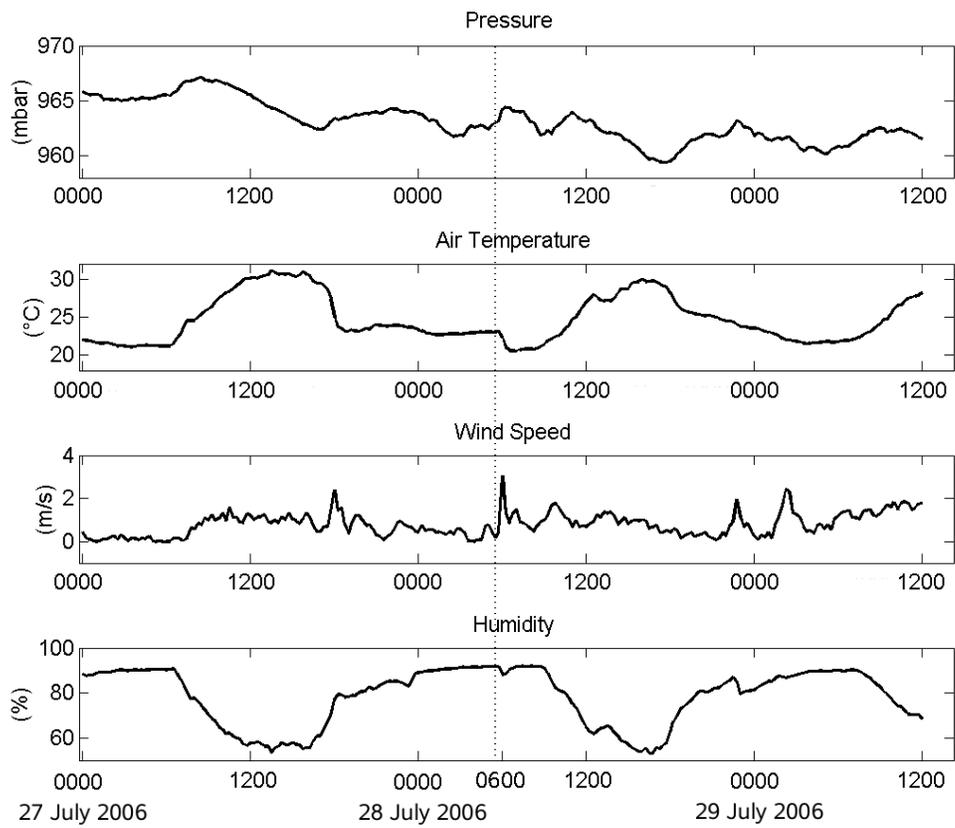


FIG. 2.9 – Surface measurements of pressure, temperature, wind speed, relative humidity (from top to bottom), at Djougou, between 0000 UTC 27 July 2006 and 1200 UTC 29 July 2006. Vertical dotted line indicates the passage of the squall line the experimental site.

TAB. 2.1 – Thermodynamical characteristics of pre-squall environment observed at Parakou (Benin) on 2138 UTC 27 July 2006, compared to mean values from 11 pre-squall environments during COPT81, obtained by *Roux and Ju* [1990]

Thermodynamical parameters	27 July 2138 UTC	COPT 81 11 cases
LCL (hPa)	936	895
LFC (hPa)	686	820
ETL (hPa)	181	141
CAPE (Jkg^{-1})	937	1783
CIN (Jkg^{-1})	-73	-32

2.3.4 Analysis methods

From 0416 UTC and 1005 UTC 28 July 2006, the RONSARD radar performed 45 volumes scans, each consisting of a series of 15 full azimuthal scans (cones) with increasing elevations angles. These radar scans alternated two sets of interlaced elevation angles. The first set was composed of the following cones at 0.30° , 0.62° , 1.23° , 1.84° , 3.06° , 4.28° , 5.50° , 6.72° , 8.20° , 9.09° , 11.31° , 14.20° , 17.75° , 28.07° and 57.99° , while the second set had angles of 0.62° , 0.90° , 1.50° , 2.15° , 2.45° , 3.67° , 4.89° , 6.11° , 7.33° , 10.08° , 12.87° , 14.93° , 21.80° , 36.65° and 72.64° . Range and azimuthal resolutions were of 100 m and 0.8° , respectively. Along a radial, 998 range gates were sampled. In the present study, Doppler and polarimetric radar data collected between 0520 and 0817 UTC are analyzed in order to investigate the kinematic and microphysical structure within the observed squall line at both convective scale (3D fine scale analysis) and mesoscale (composite analysis from average height profiles). Pairs of volume scans with interlaced elevation angles are merged into a unique volume in the 3D analysis.

a - Derivation of Cartesian wind components

3D kinematic structure is obtained with the multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT, *Bousquet and Chong* [1998]) adapted to ground-based radars by *Chong and Bousquet* [2001]. MUSCAT yields a simultaneous solution of the three wind components from at least a pair of Doppler observations. In this context, single-radar data at two observation times can be assimilated as pseudo dual-radar observations as long as temporal variations of the airflow and precipitation structures are dominated by advective processes. With such stationarity hypothesis and advecting each measurement

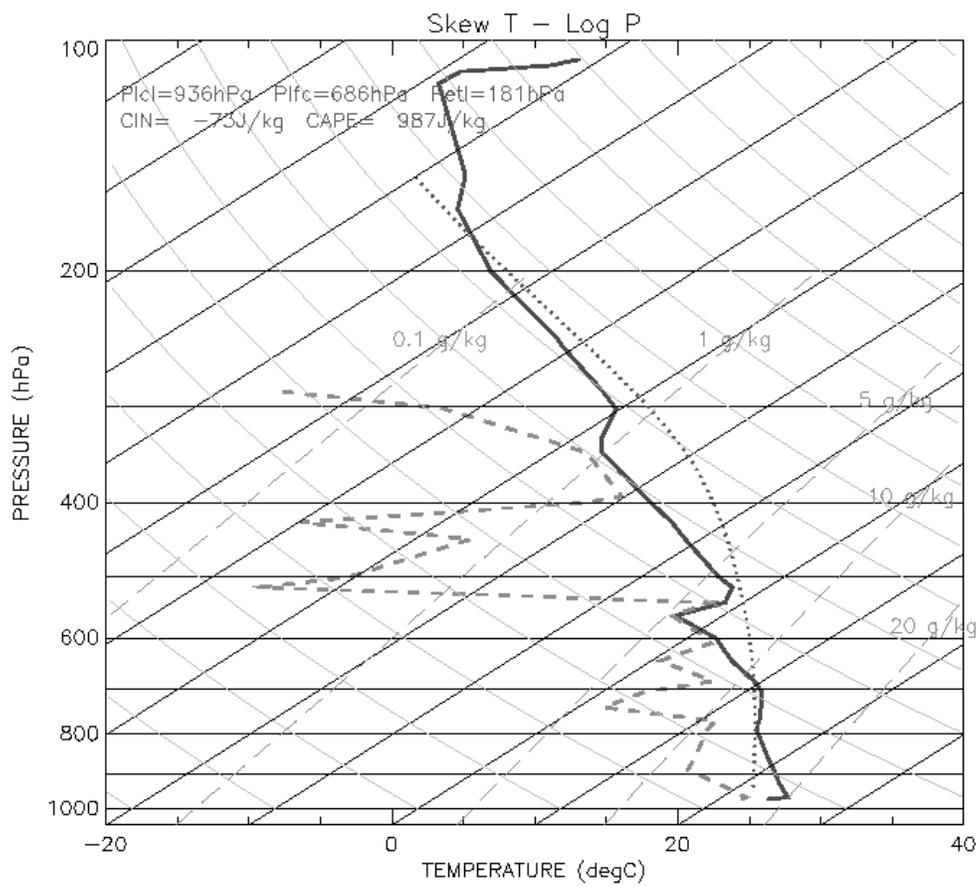


FIG. 2.10 – Skew T-LogP diagram of the sounding at Parakou on 27 July 2006, 2138 UTC. Solid line is the air temperature, dashed line is the dewpoint temperature, and dotted line is the 25 °C pseudoadiabatic curve.

with respect to a reference time (both radar position and measurement point are displaced according to the difference between reference and observation times), two single-radar volume scans having an average time shift of 45 mn are then virtually distant by 30 km with an advection speed of 11 ms^{-1} .

MUSCAT involves a least squares fit of the observed Doppler velocities to the three Cartesian wind components and of the anelastic continuity equation, and low-pass filtering. The Doppler adjustment includes a Cressman distance-dependent weighting function to account for noncollocated data and grid point values, permitting the interpolation of the polar coordinate radar data onto the Cartesian grid of interest in the data fit. The continuity equation is formulated in its flux form, which has the capability of operating in either flat or complex terrain (*Chong and Cosma* [2000]). The filtering of small-scale horizontal variation of wind components is accomplished through the minimization of the second-order derivatives. Finally, an a posteriori re-evaluation of the vertical velocity is performed using the method proposed by *Georgis et al.* [2000], because the MUSCAT-derived 3D winds field through a least squares analysis does not strictly satisfy the mass conservation equation.

The mesoscale (average) wind profile is obtained from each single-radar volume scan, by considering that the horizontal wind components vary linearly about their values at the radar site while the vertical component is maintained constant (*Browning and Wexler* [1968]). The volume velocity processing (VVP) method proposed by *Waldteufel and Corbin* [1979] is used, consisting of a least squares derivation of the wind components and derivatives from Doppler observations at successive regular horizontal slices of the scanned volumes and within a horizontal distance from the radar (typically 30-40 km).

b - Microphysical retrieval

To derive the microphysical structure, the RONSARD polarimetric measurements (say, reflectivity factor, differential reflectivity¹, cross correlation factor and specific differential phase) along with a temperature profile are analyzed by means of a fuzzy-logic method initially developed by *Vivekanandan et al.* [1999]. This is a probabilistic approach in which each type of hydrometeor is described by a specific probability function (or membership function) of the measured polarimetric variable, weighted by a confidence factor assigned to each measurement. Temperature height profile of Fig. 2.10 is used to discriminate between warm, cold and/or mixed processes in a vertical column. As in *Vivekanandan et al.* [1999], weight for reflectivity, differential reflectivity and temperature are twice that for the other measurements. Nine hydrometeors are considered : light rain (LR), moderate rain (MR), heavy rain (HR), hail (HA), rain-hail mixture (RH), graupel-hail mixture (GH), wet snow (WS), dry snow (DS), and ice crystals (IC). The most probable hydrometeor is identified as having the largest weighted probability cumulated within a grid cell and over all the

¹Note that differential reflectivity from RONSARD is corrected for an offset of 2 dB as proposed by Viltard (personal communication)

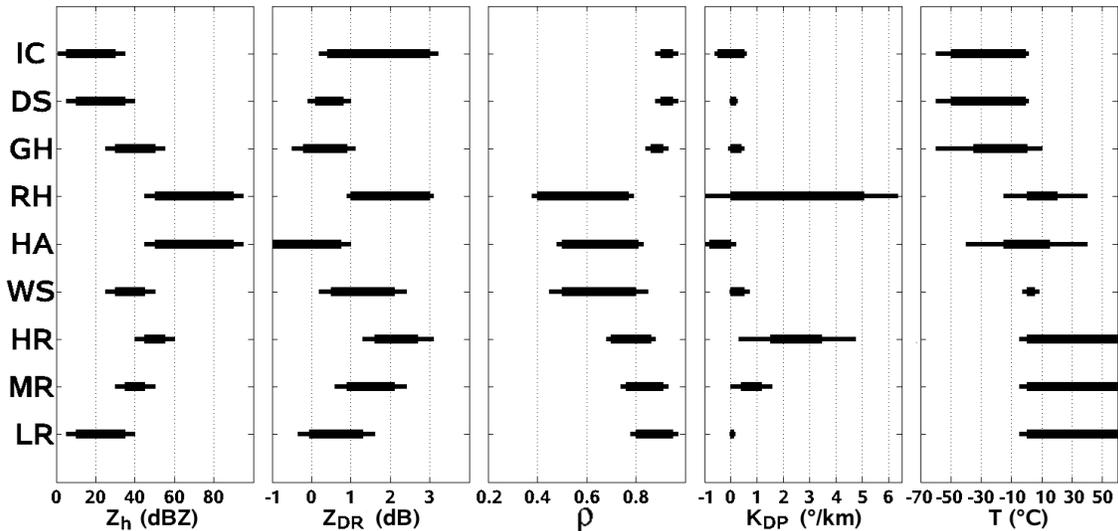


FIG. 2.11 – Schematic representation of the trapezoidal membership functions of reflectivity factor (Z_h), differential reflectivity factor (Z_{DR}), cross-correlation factor (ρ), specific differential phase (K_{DP}), and temperature (T), from left to right, used for the hydrometeor type (see text) classification. Heavy and lighter collinear lines delineate the relative position of the top and base of trapezoids.

observed variables.

Figure Fig. 2.11 summarizes the various membership functions used in this study, having a trapezoidal form with values decreasing linearly from 1 at the top to 0 at the base on either side of the bounds of polarimetric or temperature variable. Investigation of C-band polarimetric data in tropical precipitation systems is rather recent (*May et al.* [1999]) and sensitivity studies of the polarimetric variables (e.g., *Zrnić et al.* [2000]; *Keenan et al.* [2001]) and microphysical retrievals (*May and Keenan* [2005]) are relatively very few. For midlatitude systems, one can cite the works from *Holler et al.* [1994], *Gorgucci et al.* [1996], and recently *Gourley et al.* [2007] in their approach to segregate precipitating from nonprecipitating echoes using a fuzzy logic approach. To validate the microphysical retrieval from C-band polarimetric variables, *May and Keenan* [2005] used two wind profiler data. In this study we analyze the reliability of the retrieved hydrometeor classification on the basis of its consistency with the observed wind field and/or with processes previously documented in squall lines from observations and/or modelling studies.

2.3.5 Kinematics and microphysics

a - Small-scale analysis

Examination of the numerous volume scans from RONSARD radar shows that the low level reflectivity pattern (Fig. 2.12) associated with convective regions was nearly maintained over more than half an hour. Comparison of successive horizontal sections between surface and 1500 m altitude indicates an apparent propagation toward southwest. Using data from 0527 UTC and 0617 UTC, an average advection speed of the convective structure could be defined, reaching 9.7 ms^{-1} from east to west and 5.4 ms^{-1} from north to south (11 ms^{-1} , 241°).

3D wind and microphysical fields from application of analysis methods described in previous section, are retrieved within two Cartesian domain of $60 \times 110 \times 15 \text{ km}^3$, referred in Fig. 2.12 to as area 1 and 2, respectively. With respect to the reflectivity pattern at 0601 UTC, area 1 includes the convective part of the observed north-south elongated squall-line, while area 2 focuses on the rear part, *i.e.*, the transition zone between convective and stratiform regions. Single-radar observations at 0520 and 0527 UTC (resp. 0645 and 0651 UTC) on the one hand, and at 0617 and 0624 UTC (resp. 0719 and 0726 UTC) on the other hand are used as pseudo dual-Doppler observations for area 1 (resp. area 2) in the Cartesian frame of Fig. 2.12 attached to the squall line at 0601 UTC. Horizontal and vertical grid resolutions are 1 and 0.5 km, respectively. Horizontal and vertical radii of influence of the Cressman weighting function are 2.5 and 1.2 km, respectively.

Figure 2.13 summarized the retrieved characteristics for the convective region (area 1). Horizontal cross-sections of system-relative wind vectors and reflectivity pattern (colour shading) at 0.5 km and 6.5 km altitude are plotted in Fig. 2.13a and Fig. 2.13b, respectively. Vertical west-east cross section at $y = -20 \text{ km}$ of the wind vectors and reflectivity, and of the microphysical field at 0601 UTC within the wind analysis time period are shown in Fig. 2.13c and Fig. 2.13d, respectively. This section is throughout the most active cell. The relative convective airflow structure has several features commonly reported in above-cited previous studies such as : (i) the low-level front-to-rear flow ahead of the convective cells (western side) opposing the rear-to-front (eastern side), clearly identified in the southern portion (Fig. 2.13a), (ii) the leading convective updrafts resulting from these convergent flows and which could extend up to 10-12 km altitude (Fig. 2.13c), (iii) the overall front-to-rear flow at mid-to-upper levels transporting the updraft air to the rear of the convective line (Fig. 2.13b), (iv) the convective-scale downdraft associated with the heavy precipitation core (Fig.9c) and initiating the rear-to-front flow. At upper levels, the flow structure (Fig. 2.13c) also suggests that the updraft outflow detrains both frontward and rearward. The microphysical field (Fig. 2.13d) appears to be consistent with described wind and precipitation structure (Fig. 2.13c). In the cross-section of interest, the dominant hydrometeor types are light and moderate rain in warm ($> 0^\circ \text{ C}$) regions, and dry snow and graupel-hail mixture in cold regions. Light rain occurs at the leading edge of the convective line ($x < 0 \text{ km}$) and is overhung by a deep layer of dry snow. The convective cell ($x > 0 \text{ km}$)

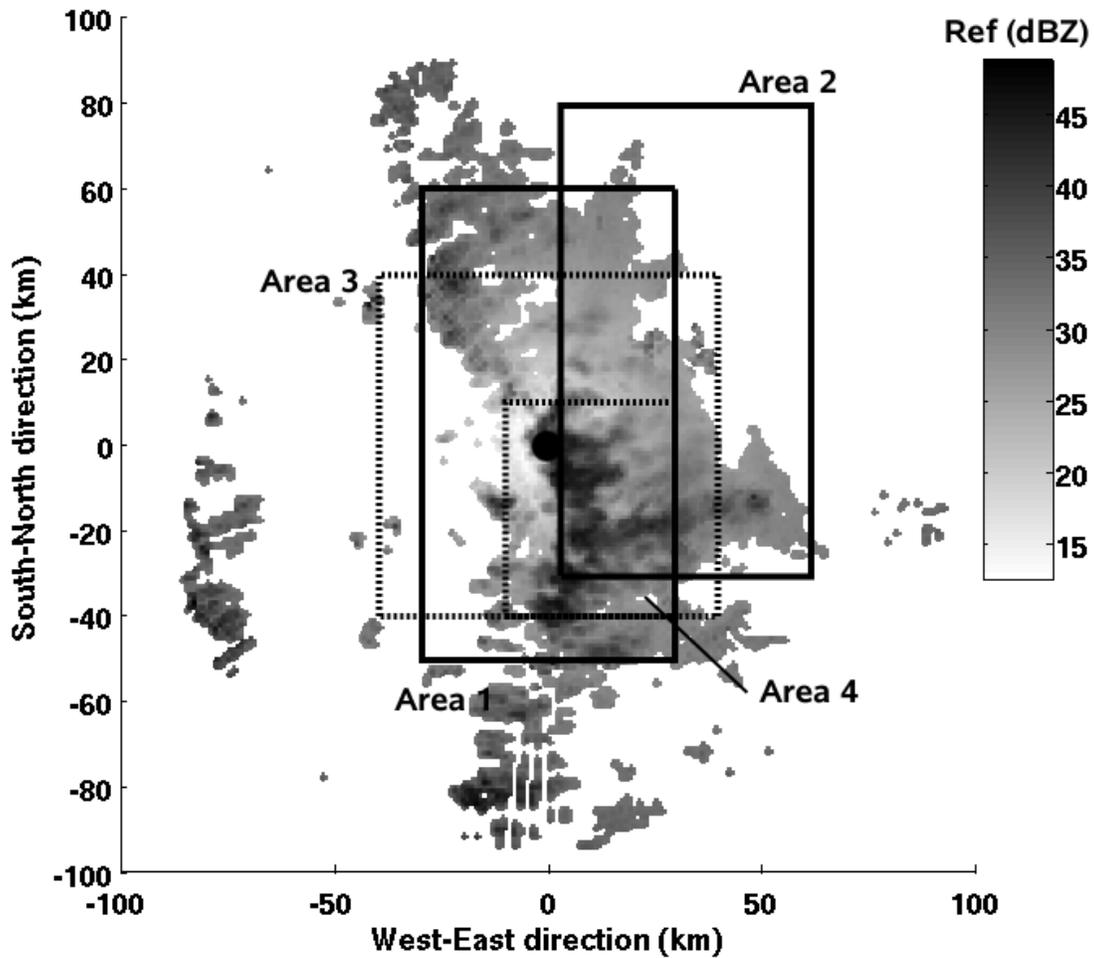


FIG. 2.12 – Low-level (0-1500 m) radar reflectivity (dBZ) at 0601 UTC and retrieval domains. Solid boxes denoted area 1 and 2, delineate the domain of 3D wind and hydrometeor retrieval with respect to the 0601 UTC reflectivity pattern. The larger dashed box (area 3) represents the VVP retrieval domain for obtaining mesoscale wind profiles. The smaller dashed box (area 4) specifies the region in which the most representative hydrometeor type is identified in individual grid cells. The coordinate system centred on the radar site at 0601 UTC represents the reference Cartesian frame.

is associated with a well-defined hydrometeor column consisting of medium rain MR at lower levels and graupel-hail mixture GH between 3 and 10 km altitude. This GH column is embedded in an overall region of dry snow DS and ice crystal IC and is highly related to the upper-level updraft which originates from low levels and could transport aloft liquid water composing MR. This close link highlights the role of updrafts in the formation of graupel particles through riming and freezing processes above the 0 ° C level (4.5 km). Melting of GH particles below this level probably contributes to the formation of MR at lower altitudes, while in the leading updraft ($0 < x < 10$ km) this could be attributed to the coalescence of LR particles.

Figure 2.14 presents the kinematics and microphysics in the transition zone (area 2) between convective and stratiform parts of the system, in the same horizontal and vertical cross-section as Fig. 2.13. This region is characterized by a marked reflectivity minimum (Fig. 2.14a-b) commonly referred to as the reflectivity trough (*e.g.*, Leary and Houze [1979a]; Chong *et al.* [1987]). The mid-to-upper level front-to-rear flow (Fig. 2.14b) is still present, while the low-level flow (Fig. 2.14a) is mostly frontward. This rear-to-front flow is maximized in the heavy precipitation core to the southwest and clearly results from the convective-scale downdrafts (Fig. 2.14c). As previously found, the reflectivity trough is marked by downward motions that initiate at relative high level (9 km) and exert over a wider area. Compared to the convective region, the microphysical field presents a more stratified structure with successive layers of LR, WS, IC and DS piling up from the bottom. Above 0 ° C (4.5 km), dry snow largely dominates, embedded in an IC background. These ice particles are transported downward, and they melt as they fall through the 0 ° C level producing the layer of WS which probably contributes to the formation of LR.

b - Composite mesoscale analysis

Mesoscale characteristics of the observed squall-line are deduced from radar observations between 0520 and 0817 UTC. Height profiles of mean wind components and reflectivity (up to 10 km altitude) are calculated in horizontal slices of $80 \times 80 \times 0.5$ km³ centred on the radar site (see area 3 in Fig. 2.12). Microphysical height profiles are defined as the occurrence of (*i.e.*, percentage of grid cells) having a specified hydrometeor type at each horizontal slice. Area 4 in Fig. 2.12 indicates the horizontal domain (40×50 km²) where the most probable hydrometeor is identified in each grid cell. Area 4 is slightly off centred to have a maximum and relatively constant number of grid cells with data in each slice up to 10 km altitude.

The obtained height profiles of system-relative winds and reflectivity are presented in Fig. 2.15 in a time-height (or equivalently distance-height in the frame moving with the system) cross-section. Wind vectors combine vertical wind component and cross-line (along propagation axis) wind component. Several aspects are already described from previous observations (*e.g.*, Gamache and Houze [1982]; Chong *et al.* [1987]; among others), conceptual model (Zipser [1977]) or modelling studies (Redelsperger and Lafore [1988];

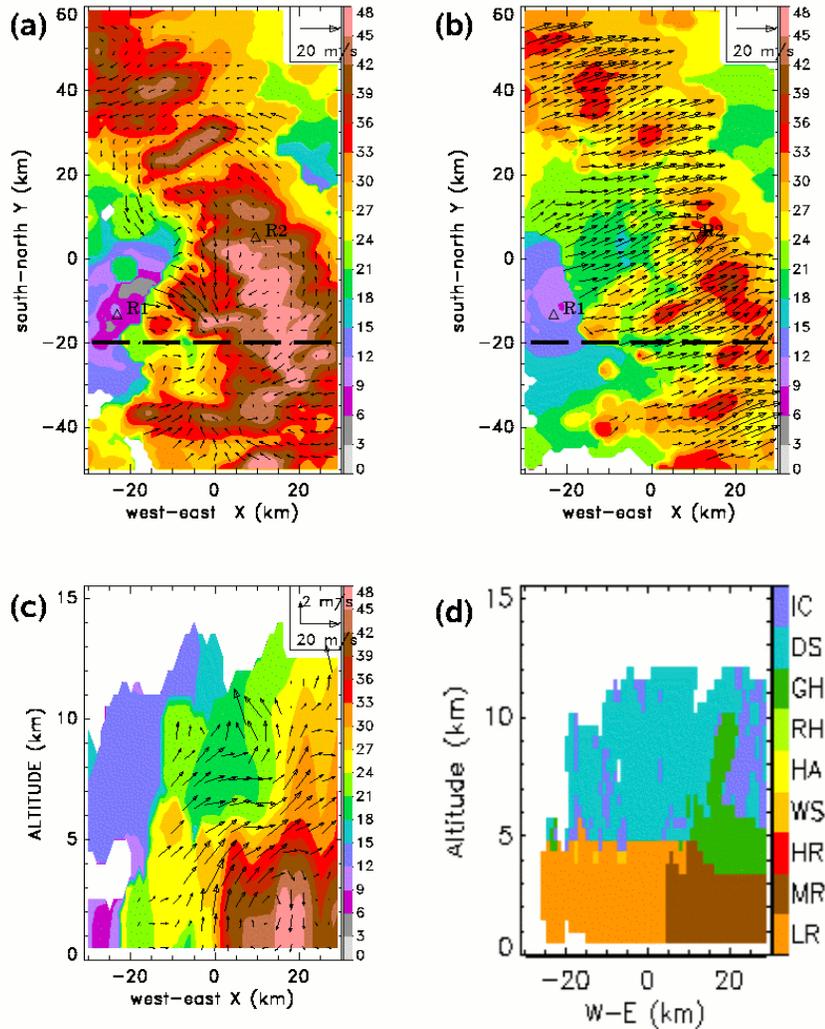


FIG. 2.13 – Radar-derived relative wind and microphysical field in the convective region (area 1 of Fig. 2.12). (a)-(b) wind vectors (every third vector is plotted) and reflectivity (dBZ) pattern at respectively 0.5 km and 6.5 km altitude. R1 and R2 denote the relative positions of the radar site at observation times in the reference moving frame at 0601 UTC. (c)-(d) West-east vertical cross-section at $y = -20$ km, of the wind (every third vector in the horizontal and every second vector in the vertical are plotted) and reflectivity pattern, and of the identified hydrometeor type (see text), respectively. In (a)-(c), the reference vector scale is represented in the upper right corner.

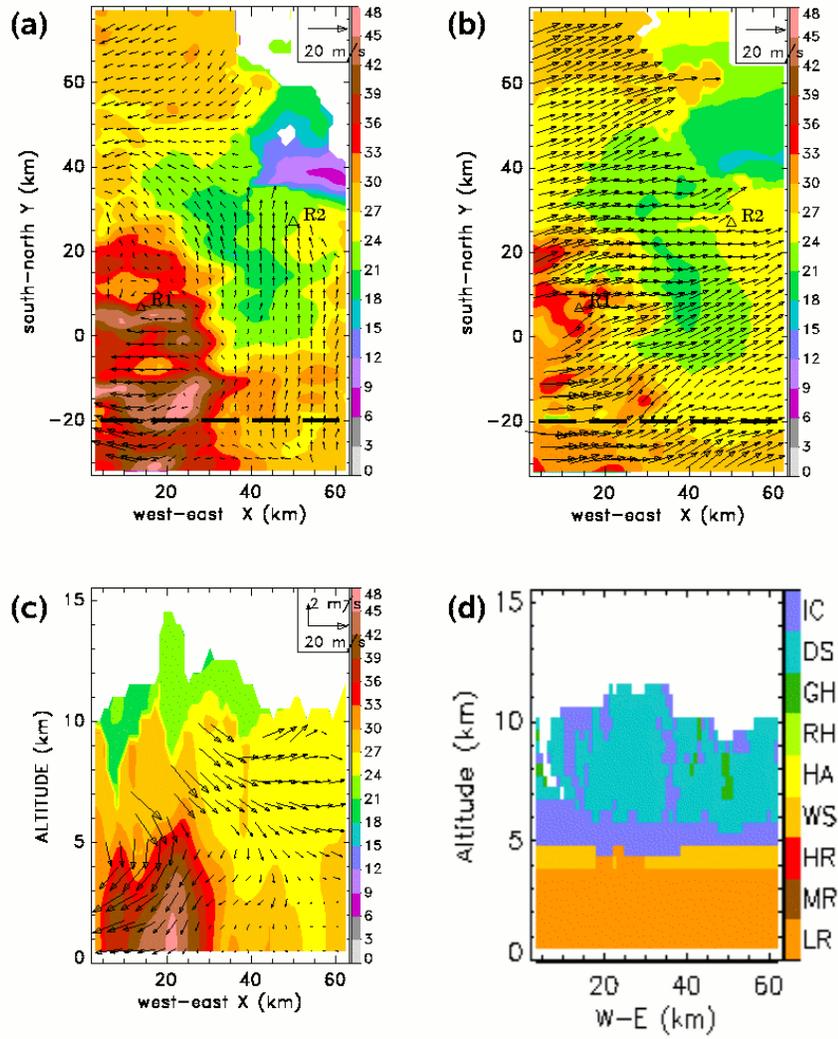


FIG. 2.14 – As in Fig. 2.13, but for the transition region (area 2 of Fig. 2.12)

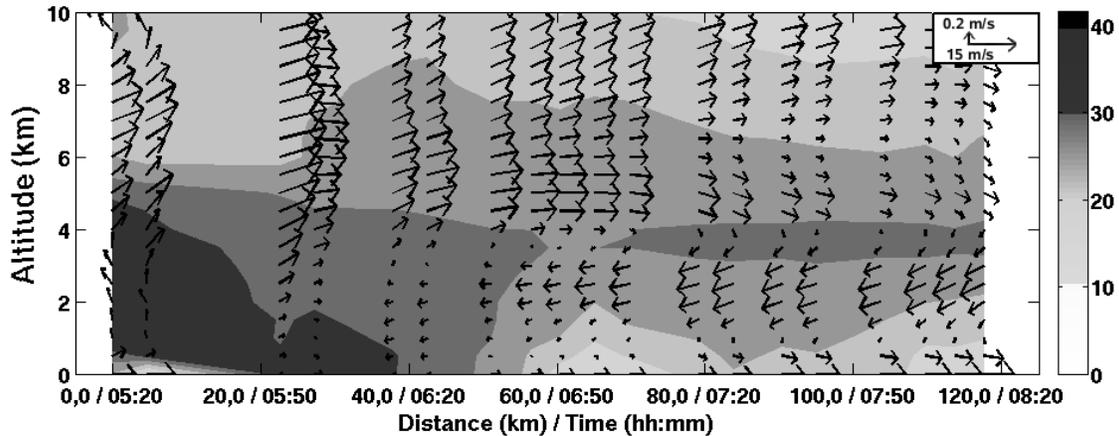


FIG. 2.15 – Time-height (or equivalent distance-height in an advective frame) representation of average cross-line wind vector and reflectivity factor (grey scale, in dBZ), from mesoscale analysis of volume radar observations within area 3 of Fig. 2.12, yielding height profiles of average values. Reference vector scale is reported in the upper right corner.

Lafore and Moncrieff [1989]). The characteristics for the convective region (before 0645 UTC) and the reflectivity trough region (around 0700 UTC) have been previously discussed. Stratiform region (after 0700 UTC) clearly exhibits a radar bright band below the 0°C level, above (below) which front-to-rear (rear-to-front) is associated with an overall mesoscale updraft (downdraft). Diminution of the reflectivity from this level to the surface is indicative of evaporation of precipitation which occurs in both transition and stratiform regions found to be subsaturated (*Zipser* [1977]). One can also note the spreading effect of mesoscale and evaporatively cooled downdraft air near the surface.

Figure 2.16 shows the volume-integrated number of grid cells in percent (*i.e.*, relative to the total number of available grid cells) for each hydrometeor type that would compose each radar volume. Hail and rain-hail mixture were not identified. Overall, light rain and dry snow are dominant throughout the observed squall-line and have similar and quasi-uniform (35%) distribution to the rear. Except the heavy rain which occurs only in the convective region, all other particles types are also continuously identified with however different partitions as one progresses in time, *i.e.*, from the convective to the transition and stratiform regions. Moderate rain and graupel-hail mixture, and, to a lesser degree, wet snow present the strongest variations, while ice crystal distribution remains rather stable. Figure 2.16 also shows that moderate rain is correlated with the presence of graupel-hail with minimum values ($< 1\%$) in the reflectivity trough region, and more pronounced occurrence in the convective (15%) than the stratiform zone (5%).

Height profiles of the hydrometeor occurrence at liquid, solid, and mixed phase along with reflectivity profiles are plotted in Fig. 2.17, at 0554 UTC (convective region, upper panel), 0651 UTC (reflectivity trough, middle panel), and 0756 UTC (stratiform region,

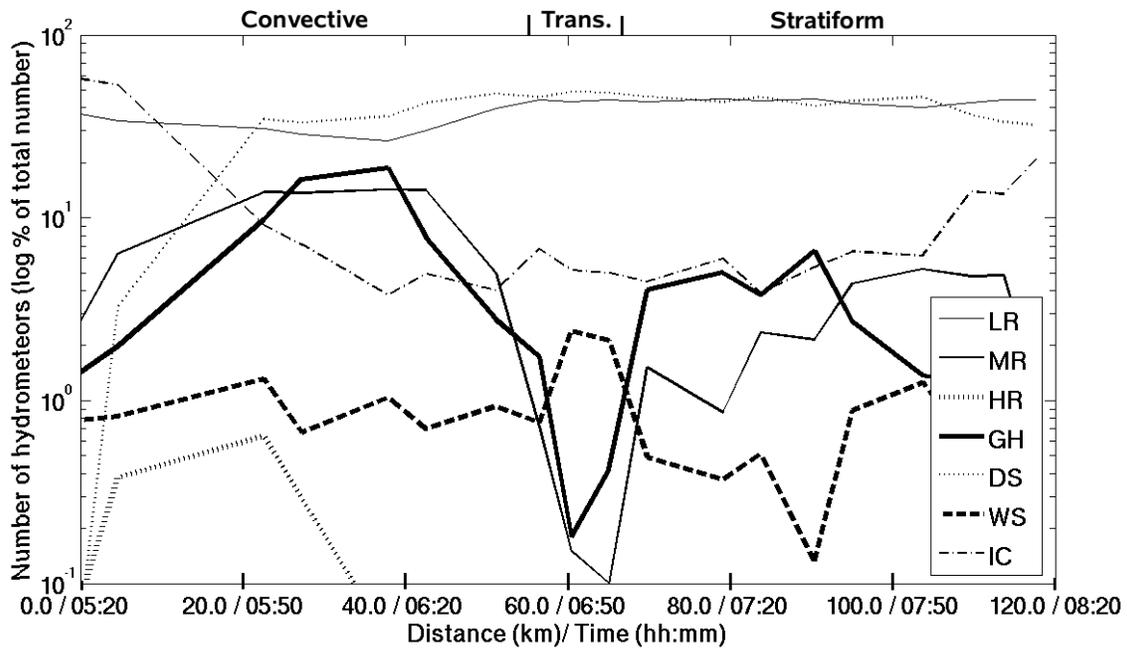


FIG. 2.16 – Volume integrated number of each hydrometeor type (logarithmic scale of the percentage of total number of grid points within area 4 of Fig. 2.12) as a function of observation time (or equivalent distance in an advective frame). Convective, transition, and stratiform regions are indicated.

lower panel), respectively. Really, the observed mean reflectivity are typical of these regions. In all regions, solid particles (Figs. 2.17c, g, k) do not present significant variation above 6 km altitude, and they contribute to the formation of wet snow (Figs. 2.17b, f, j) in particular to the rear of the system. However, in the convective and stratiform regions, graupel-hail mixture can have non negligible contribution, and observation of moderate rain (Figs. 2.17a, i) can be attributed to it although coalescence of light rain is another process. Indeed the presence of successively light, moderate and heavy rain from middlelevels to the surface reinforces the importance of this process as the rain growing mechanism in the convective region (Fig. 2.17a). Partial evaporation of moderate rain below 0 ° C in the stratiform region may be a source of light rain in the lowest levels (Fig. 2.17i).

Figures 2.18 and 2.19 are time-height representation of the occurrence of particles in liquid (LR, MR and HR) and mixed (GH and WS) phase, respectively, along with the cross-line wind components as already shown in Fig. 2.15. Ice crystals (IC) and dry snow (DS) above the 0 ° C levels are not exhibited because of their stratification (quasi-uniform distribution) as previously revealed in Figs. 2.16 and 2.17. Figures 2.18 and 2.19 show the above-discussed and marked changes in the hydrometeor classification throughout the squall line system. In particular, heavy and moderate rain below a column of graupel-hail mixture in the convective region appears to be well distinct from the stratiform character of light and moderate rain beneath a midlevel layer of graupel-hail mixture in the stratiform region. In some respects, this retrieved organization resemble the rain and ice mixing ratio structure in a midlatitude squall line as found by *Braun and Houze* [1994]. Moreover, Figure 2.19 also gives some evidence of the physical processes the authors analyzed as responsible for the development of the transition and stratiform rain regions. Indeed it strongly suggests that ice particles at upper levels detrained from the convective line (Fig. 2.19a) do not fall immediately but are maintained by mesoscale upward motions as they are transferred 20-km rearward of this convective line, before they fall through the melting level (0 ° C level) which is clearly defined (Fig. 2.19b). As in *Braun and Houze* [1994], particles falling into the transition region originate from lower levels. This can be supported by the local maximum of melted (wet) snow which is not overhung by graupel-hail mixture. It is interesting to note that the wet snow structure is not continuous through the stratiform region, but presents a zone of non-identified WS. In fact, there is a global rearward shift of the WS pattern (Fig. 2.19b) with respect to the GH pattern (Fig. 2.19a).

2.3.6 Conclusion

Kinematics and microphysics associated with the 28 July 2006 squall line observed during AMMA SOP (summer 2006) have been detailed with a C-band polarimetric Doppler radar installed at Kopargo (Benin). Both fine scale and mesoscale analysis of the Doppler and polarimetric measurements have been performed.

Microphysical fields consisting of the most probable hydrometeor type in each grid cell of a 3D volume were determined using a 9-class hydrometeor identification method adapted

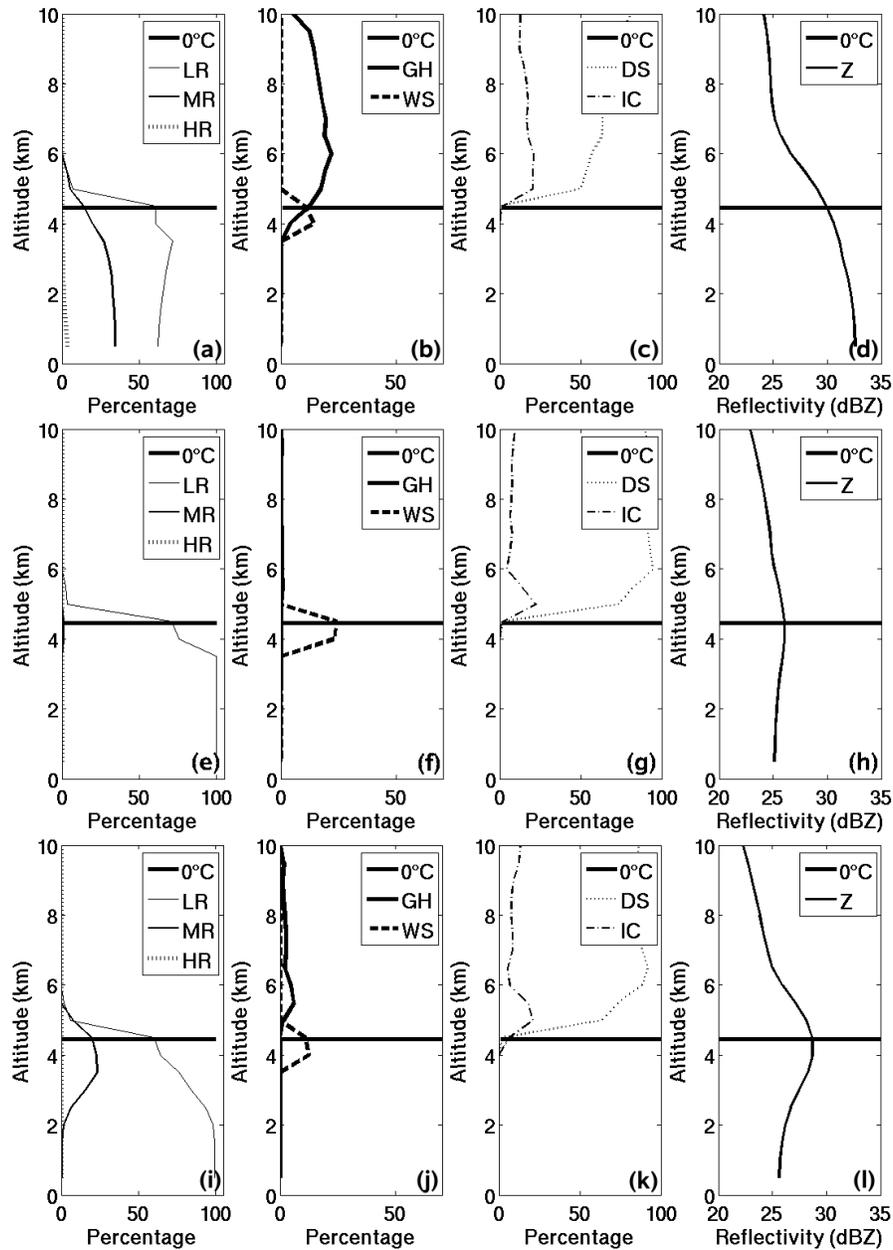


FIG. 2.17 – Height profiles of the number (percentage) of grid cells containing (from left to right) LR, MR, and HR (first column), GH and WS (second column), and of DS and IC (third column) particles, and of mean reflectivity, in convective (top panel), transition (middle panel), and stratiform (bottom panel) regions of squall-line system. See text for the definition of particle types.

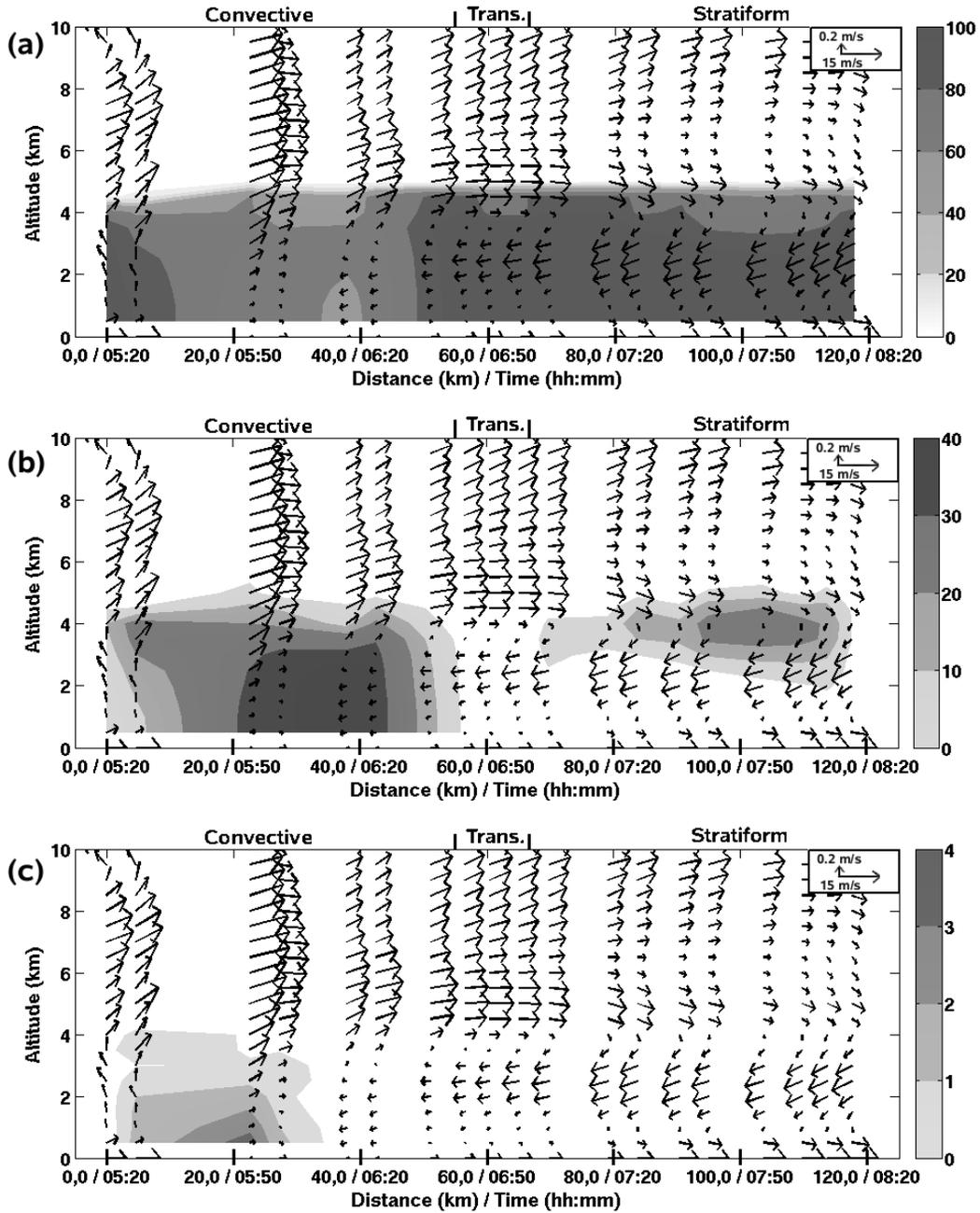


FIG. 2.18 – As in Fig. 2.15, but for pattern of (a) light rain(LR), (b) moderate rain (MR), and (c) heavy rain (HR), in percentage of available grid cells at each level.

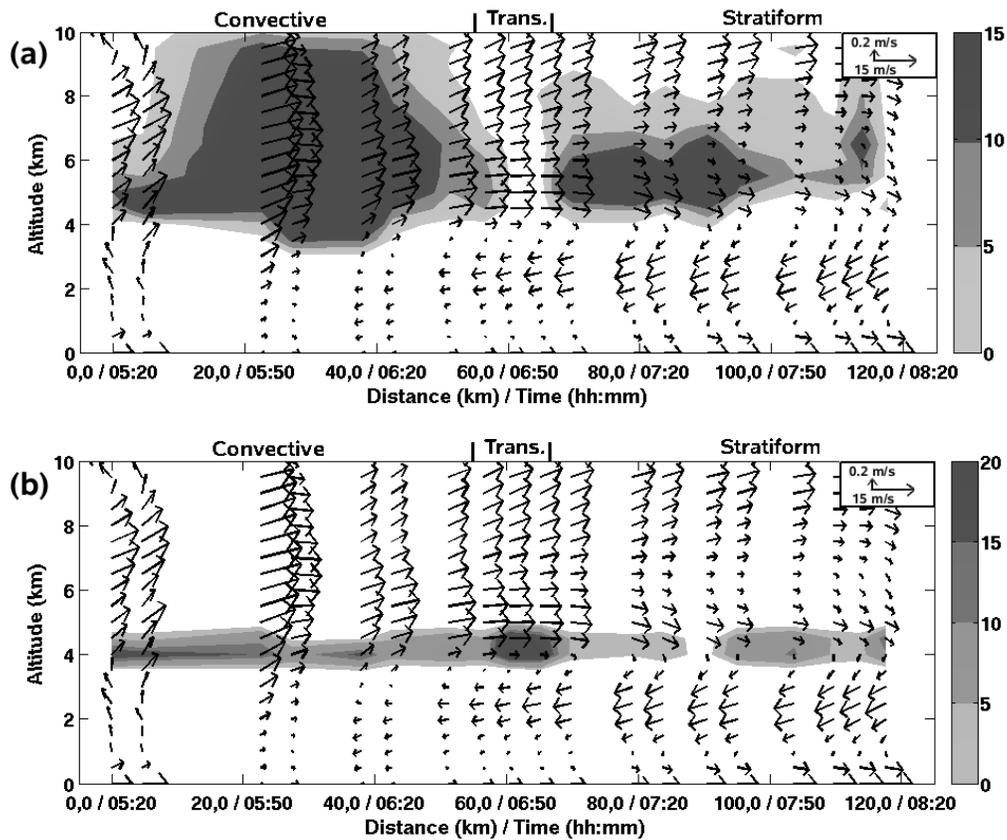


FIG. 2.19 – As in Fig. 2.15, but for pattern of (a) graupel-hail (GH), and (b) wet snow (WS), in percentage of available grid cells at each level.

from the fuzzy-logic algorithm proposed by *Vivekanandan et al.* [1999]. Single-radar Doppler data at two separate times of observation were used as pseudo dual-radar observations in the multiple-Doppler wind synthesis of *Bousquet and Chong* [1998] in order to provide the fine-scale 3D wind structure. Besides, the volume velocity processing from *Waldteufel and Corbin* [1979] was employed to investigate the kinematics of the observed squall line at the mesoscale through a composite analysis of the obtained wind profiles along with a statistical analysis of the retrieved hydrometeors.

Both convective-scale and mesoscale analyses show many features of the airflow and precipitation structure commonly observed in squall line systems. Precipitation throughout the system was organized into convective and stratiform rain, with lighter rain in-between and forming the transition zone. Flow characteristics involved in the observed squall line were the overall mid-to-upper level front-to-rear flow, the low-level rear-to-front flow behind the convective line. Convective updraft air detrained rearward into the transition and stratiform regions where overall mesoscale updraft occurred while mesoscale downdraft was associated with the rear-to-front flow.

The retrieved microphysical field was found to be quite consistent to the flow structure, with an evident convective and stratiform organization. Light rain, moderate rain and heavy rain on the one hand, and light and moderate rain on the other hand were the main hydrometeors in liquid phase observed below the 0 ° C level where a thin layer of melted snow (from upper-level dry snow and/or graupel-hail mixture) could be identified. In the convective region, graupel-hail mixture was found to be embedded in an overall region of dry snow and ice crystal. Formation of graupel particles through riming and freezing above the 0 ° C level was favoured by convective upward transport of liquid water, where melting below this level could contribute to the formation of moderate rain, in addition to coalescence of lighter rain particles.

At mesoscale, the composite analysis throughout the entire system shows that moderate rain was strongly correlated with the presence of graupel-hail mixture aloft and presented variations from the leading edge to the rear where evaporation was present. The repartition of moderate rain and graupel-hail mixture was similar to the rain and ice structure retrieved in midlatitude squall line by *Braun and Houze* [1994]. Moreover, this study also gives an example of the role of rearward transfer of ice particles detrained from the convective cells, to explain the development of the transition and stratiform rain regions. Finally, it illustrates the utility and capacity of C-band polarimetric measurements in the search of physical processes involved in a precipitation system.

Conclusion et Perspectives

Ce travail de doctorat s'achève alors que la campagne AMMA offre ses premiers succès et ses premières conclusions. En effet, à l'image de cette étude, bien d'autres thèses et publications voient le jour alors que la phase, non la moins difficile, mais certainement la plus ambitieuse du projet, a déjà démarré : l'échange multidisciplinaire. La communauté AMMA se voit ainsi devant son principal défi. A terme, c'est une synthèse de nos connaissances de la Mousson africaine de l'Ouest qui sera rendue disponible au plus grand nombre et bien évidemment aux personnes les plus concernées par les dégâts dramatiques de sa variabilité.

D'un point de vue plus proche de notre discipline, le projet nous a offert l'occasion de réfléchir à nouveau sur les capacités du récepteur bistatique, un matériel plutôt prometteur, mais d'utilisation limitée à cause des problèmes de mesure liés à la contamination des signaux bistatiques par les lobes secondaires de la fonction d'antenne du radar monostatique. En effet, bien qu'inutilisé au final lors de l'expérience en tant que tel, le principal problème posé par cet instrument a été résolu lors de la phase de préparation de la campagne. La contamination des données d'un récepteur bistatique ne peut certes être évitée, mais le rejet systématique des données bistatiques contaminées une fois repérées n'a plus lieu d'être. Testée à la fois sur des données synthétiques et réelles, la méthode de correction mise au point lors de ce travail de doctorat nous permet d'ores et déjà de travailler avec l'ensemble des données échantillonnées en profitant pleinement des avantages autorisés par ce type de réseaux que sont le coût peu élevé de ce dernier (par rapport à des réseaux Dual-Doppler classiques) et le gain de temps de traitement rendu possible par la simultanéité de ses mesures.

Par ailleurs, cette méthode présente d'ambitieuses perspectives. En effet, alors que le seul "défaut" que présente ce dispositif reste la faible étendue spatiale des données recoltées, et donc, indirectement, la faible étendue spatiale des restitutions tri-dimensionnelles des champs qui en découlent, tout l'enjeu consistera à composer une approche multi-récepteurs pour couvrir des domaines plus importants tout en corrigeant les données bistatiques. De même, il sera important d'évaluer dans quelles mesures cette correction pourra être rendue quasi-simultanée, lors de l'acquisition des données, pour éviter que la correction demeure une étape supplémentaire après l'échantillonnage.

Concernant la campagne effective de mesure, durant la SOP d'AMMA, c'est une expérience de terrain unique qui est venue enrichir ce travail de thèse, tant sur des considérations purement scientifiques qu'humaines. Les jeux de données récoltées ont, certes, amené une phase fastidieuse d'exploitation en retour de mission, mais les succès de l'expérience et les résultats qui en découlent la justifient pleinement.

En particulier, c'est la documentation de la ligne de grains du 28 Juillet 2006 qui reste la principale valorisation de cette phase d'exploitation. Concrètement, la dynamique et la microphysique de ce système ont pu être détaillées en exploitant pleinement les capacités du radar Doppler polarimétrique en bande C RONSARD ; à la fois à l'échelle convective et à la mésoéchelle. L'exploitation d'un algorithme de classification en 9 types d'hydrométéores basé sur la logique floue (*Vivekanandan et al.* [1999]) et adapté à RONSARD nous a permis d'examiner les compositions microphysiques du système précipitant observé à ces deux échelles. Les jeux de données simple-Doppler à des temps d'observation séparés ont été utilisés comme des pseudo-observations double-Doppler pour les restitutions tri-dimensionnelles de champs de vent avec la méthode MUSCAT (*Bousquet and Chong* [1998]) à l'échelle convective. La méthode VVP de *Waldteufel and Corbin* [1979] a été employée par ailleurs pour réaliser une analyse composite du système à la mésoéchelle.

Ces deux niveaux d'échelle nous ont permis de documenter de nombreux aspects "classiques" des champs de vent et des précipitations dans les lignes de grains. Nous avons pu décrire l'organisation des précipitations convectives à stratiformes du système, les flux caractéristiques impliqués dans la région convective que sont les ascendances et subsidences convectives, les flux de mésoéchelle d'avant-en-arrière et de retour qui caractérisent l'ensemble du système, ainsi que les ascendances et subsidences de mésoéchelle caractéristiques de la région stratiforme.

Les compositions microphysiques sont tout à fait consistantes avec les descriptions de la dynamique du système avec une évidente organisation des classes d'hydrométéores de la phase liquide en pluie fine, modérée et forte dans la partie convective d'une part, et en pluie fine à modérée dans la partie stratiforme. A proximité de l'isotherme 0 ° C, une couche de mélange composée de neige mouillée a été identifiée. Concernant la région convective, la phase solide nous a montré une structure mixte de neige roulée et de grêle, piégée dans un environnement de cristaux de glace et de neige sèche, associée aux ascendances convectives qui les transportent, et qui justifie par sa fonte le renforcement des précipitations en pluie moyenne aux côtés de la coalescence de particules fines de pluie. A la mésoéchelle, l'analyse composite a fait apparaître plus clairement le lien entre les panaches de mélange de neige roulée et de grêle avec les renforcements en pluie moyenne en mettant en avant le rôle joué par l'évaporation sous la partie stratiforme de la ligne de grain.

Alors que cette étude nous aura permis d'illustrer les capacités des mesures polarimétriques en bande C, d'autres perspectives concernant ce travail demeurent. En particulier, il sera bon de réaliser les bilans d'eau du système en lien avec les descriptions de sa dy-

namique, sa microphysique et sa thermodynamique. Il sera également nécessaire d'étendre l'approche de ce travail de thèse à d'autres cas d'études, et, en particulier, aux autres types de systèmes précipitant qui composent la mousson pour pouvoir dégager les statistiques les plus complètes sur les apports d'eau par la mousson sur le Sahel. Enfin, c'est l'approche multidisciplinaire qui restera la plus grande ambition à venir en permettant à toutes les disciplines impliquées dans AMMA (Hydrologie, Chimie, Modélisation...) d'unir leurs efforts à travers les contributions de chacun pour assurer à terme la synthèse nécessaire de nos connaissances de la variabilité de la Mousson Ouest Africaine.



Dictionnaire des acronymes

- AEJ** : African Easterly Jet
- AMMA** : Analyses multidisciplinaires de la Mousson Africaine
- ARM** : Atmospheric Radiation Measurement
- CAF** : Contrôle automatique de Fréquence
- CAPE** : Convective Available Potential Energy
- CATCH** : Couplage de l'Atmosphère Tropical et du Cycle Hydrologique
- CEPMMT/ECMWF** : Centre Européen pour la prévision à moyen terme
- CETP** : Centre d'études des Environnements Terrestres et Planétaires
- CH** : Classe d'Hydrométéorologie
- CIN** : Convective INhibition
- COPT81** : Convection Profonde Tropicale, 1981
- DLR** : Institut für Physik der Atmosphäre, DLR, Oberpfaffenhofen, Wessling, Allemagne
- EIER** : Aujourd'hui L'Institut international d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement - 2iE
- EOP** : Enhanced Observing Period
- ERAD 2006** : Fourth European conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Barcelona, Spain 18-22 September 2006
- FIT** : Front intertropicale
- GATE** : GARP (Global Atmospheric Research Program) Atlantic Tropical Experiment
- GES** : Gaz à Effet de Serre
- GLOWA-Volta** : Projet interdisciplinaire du Global Change and Hydrological cycle dédié à la Volta
- IDAF** : Réseau de suivi du contenu des dépôts atmosphériques en Afrique de l'Ouest
- IMPETUS** : Integratives Management Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser
- INRAB** : Institut national des recherches agricoles du Bénin
- IOP** : Intensive Observing period
- IRD** : Institut pour la Recherche et le Développement
- JAOT** : Journal of Atmospheric and Oceanic Technology

LFC : Level of Free Convection
LNB : Level of Neutral Buonancy
LOP : Long Observing Period
LTHE : Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
MAP : Mesoscale Alpine Project, 1998
MAO : Mousson Africaine de l'Ouest
MCG : Modèle de circulation générale
MIT : Massachussets Institute of Technology
MUSCAT : MUltiple-Doppler Synthesis and Continuity Adjusment Technic
NCEP : National Centers for Environmental Prediction
ORE : Observatoires de Recherche en Environnement
PHOTONS/aeronet : Un observatoire des aérosols issus de la surface continentale
PIRATA : Pilot Research moored Array in the Tropical Atlantic
PPI : Plane Position Indicator
QJRMS : Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society
RAMDAM : Real-Time and Automated Multiple-Doppler Analysis Method
RONSARD :Recherche sur les Orages et les Nuages par un Système Associé de Radars Doppler
SOP : Special Observing Period
SSS : Suivi par les bateaux marchands de la Salinité de Surface de la mer
TEJ : Tropical Easterly Jet
TIROS : Television and Infra-Red Observation Sattellite
UKMO : United Kingdom Meteorological Office
VAD : Velocity Azimuth display
VP : Variable polarimétrique
VVP : Volume Velocity Processing
ZCIT : Zone de convergence intertropicale

Table des figures

1.1	Série temporelle (1941 à 2001) des moyennes normalisées des précipitations d'avril à octobre de 20 stations de l'Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne (11-18 Nord , à l'Ouest de 10 Est) suivant la méthode de <i>Lamb and Pepler</i> [1992], d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005". Plus précisément, l'index σ représente l'écart normalisé des précipitations R d'une année donnée par rapport à leur moyenne \bar{R}	14
1.2	Différences des précipitations (en mm par jour) totalisées entre les périodes de (1967-1998) et (1948-1966) durant l'été austral (juillet-aout) estimées grâce aux enregistrements de surface (Construit par le Dr. Mike Hulme du <i>Climatic Research Unit</i> de l' <i>University of East Anglia</i> , Norwich, Royaume uni); d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005" . . .	15
1.3	Schéma simplifié de l'ensemble des phénomènes clefs de la MAO avec leurs échelles spatiales et temporelles respectives. La flèche indique l'importance de l'interaction d'échelles et des processus de transport au sein de la MAO. d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005".	17
1.4	Implantation des sites d'observations de la campagne AMMA basée sur des réseaux entrecroisés. Les cercles indiquent le réseau de sites de sondage atmosphérique mis en place durant la SOP. d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005"	18
1.5	Les périodes d'observations AMMA. d'après "The International Science Plan for AMMA, May 2005"	19
2.1	Le Radar Doppler polarimétrique en bande C RONSARD sur sa remorque, déployé sur le site de Kopargo au Benin lors de la SOP de AMMA durant l'été 2006.	28
2.2	La cabine de commande de RONSARD sur le site de Kopargo au Benin lors de la SOP de AMMA durant l'été 2006.	28
2.3	Représentation polaire du diagramme de rayonnement d'une antenne (d'après <i>Sauvageot</i> [1992])	30
2.4	La réflectivité différentielle ZDR (d'après <i>Houze</i> [1993], p 119)	38
2.5	Le récepteur bistatique du DLR déployé à Kolokonde au Benin durant AMMA	41
2.6	La géométrie bistatique. d'après <i>Friedrich</i> [2002]	42
2.7	Fonction d'antenne idéalisée de l'émetteur monostatique	44

TABLE DES FIGURES

2.8	Contamination du récepteur bistatique par les lobes secondaires de l'émetteur monostatique. D'après <i>Friedrich</i> [2002]	45
2.9	Réponses d'un récepteur bistatique : (a) en fonction de l'azimut pour trois élévations (2,5° ; 12° ; 20°) ; (b) en fonction de l'élévation avec ou sans panneau frontal ; (c) en fonction de l'élévation pour une ouverture de 8° . d'après <i>Friedrich and Hagen</i> [2004a]	46
3.1	Schematic representation of the geometry of a bistatic Doppler radar network. See text for the definition of the various variables. Adapted from <i>de Elía and Zawadzki</i> [2000].	53
3.2	One-way antenna pattern (dB) of the DLR monostatic radar (POLDIRAD) within 6-degree azimuthal span : (a) measured pattern, (b) axisymmetric discrete pattern. Adapted from <i>Friedrich</i> [2002].	57
3.3	One-way receiving power pattern (dB) of the vertically polarized bistatic antenna measured in (a) azimuthal direction and for 2.5°, 12°, and 20° elevation angles, and (b) vertical direction for an azimuth angle of 0°, with (solid line) and without (dashed line) front panel. Adapted from <i>Friedrich</i> [2002].	58
3.4	(a) Wind vectors and reflectivity (dBZ) pattern (grey scale) at 0.5-km altitude within a squall-line system as simulated by the Meso-NH model. Winds are plotted every 2 km, and their scale is indicated in the upper left corner. Positions of the monostatic radar (labelled MO) and bistatic receiver (BI), from which pseudo-Doppler observations are performed, are reported. (b) Vertical west-east cross section of wind vectors and reflectivity at $y = -10$ km.	59
3.5	PPI representation at 0.5° (upper panel) and 9° (lower panel) elevation angles, of idealized (no sidelobes, left panel), observed (sidelobes included, middle panel), and sidelobecorrected (right panel) bistatic apparent Doppler velocity (ms^{-1}), respectively, in the polar grid of the monostatic radar. Bistatic receiver is located 30 km to the south of the transmitting radar, having an antenna aperture of 60° and oriented (principal axis) toward 60°. Ellipsoids of constant time delay corresponding to total pathlengths of 45, 60, 75, ... km are reported. Datasets are issued from a radar sampling of a simulated tropical squall line.	61
3.6	Left panel : Elevation profiles of mean (solid line) and standard deviation (dashed line) of differences, and correlation factor (dotted line) between (a) observed and idealized bistatic apparent Doppler velocity, and (c) sidelobecorrected and idealized apparent Doppler velocity. Right panel : Distribution (histogram) per class of 0.5 ms^{-1} of (b) observed minus idealized, and (d) sidelobe-corrected minus idealized differences in Doppler velocity shown in (a) and (c), respectively.	63

3.7	Horizontal cross section of flow structure (vectors) and reflectivity (dBZ) pattern (grey scale) at 7-km altitude, as deduced from (a) numerical modeling, and MUSCAT analysis of (b) idealized, (c) observed, and (d) sidelobe-corrected bistatic apparent Doppler velocity data, respectively with monostatic Doppler data. Every other wind vector is plotted, and the scaling wind vector is indicated in the upper left corner of each panel. MO and BI indicate the positions of the monostatic radar and bistatic receiver, respectively. . .	65
3.8	Horizontal cross section of absolute differences in (a)-(b) u and (c)-(d) v wind components at 7-km altitude. The differences between observed and idealized components are plotted in the left panel, while those between sidelobe-corrected and idealized components are in the right panel.	66
3.9	Height profiles of mean (solid line) and standard deviation (dashed line) of differences, and correlation factor (dotted line) between observed and idealized (left panel), and sidelobe-corrected and idealized (right panel) wind components : (a)-(b) u component, (c)- (d) v component, and (e)-(f) w vertical velocity. Note that the correlation factors for u and w are displayed between 0.5 and 1, while that for v is between 0 and 1.	68
3.10	PPI representation at 3° elevation, of (a) radar reflectivity (dBZ) from POLDIRAD (DLR) at Oberpfaffenhofen, and (b) bistatic apparent Doppler velocity (ms^{-1}) measured at Lagerlechfeld to the northwest of POLDIRAD, on 8 May 2000, 1600 UTC.	69
3.11	Horizontal cross section of MUSCAT-derived wind and reflectivity field at 0.2-km altitude : (a) sidelobe-corrected wind structure, and (b) corrected minus observed wind field. The scaling vector is indicated at the upper right corner of each panel. MO and BI represent the location of the monostatic radar and bistatic receiver.	70
3.12	Elevation profiles of mean (solid line) and standard deviation (dashed line) of differences, and correlation factor (dotted line) between sidelobe-corrected and observed bistatic apparent Doppler velocity.	71
3.13	Height profiles of mean (solid line) and standard deviation (dashed line) of differences between sidelobe-corrected and observed horizontal wind components, within the whole domain (left panel) and a limited (see text) domain of maximized differences (right panel) : (a)-(b) u component, and (c)-(d) v component. The correlation factors for u and v within the whole domain are also reported in (a) and (c), respectively.	72
4.1	PPI "brute" à $2,5^\circ$ d'élévation lors de l'échantillonnage de la ligne de grains du 28 juillet 2006. A gauche, le champ de réflectivité. A droite le champ de vitesses Doppler	78
4.2	PPI "débruité" à $2,5^\circ$ d'élévation lors de l'échantillonnage de la ligne de grains du 28 juillet 2006. A gauche, le champ de réflectivité. A droite le champ de vitesses Doppler	79

TABLE DES FIGURES

4.3	(a) Distributions de vitesses Doppler observées (cercle ouvert) et vitesses correspondantes issues de la recherche de continuité (cercle solide) en fonction de l'azimut. La résolution en azimut est de 1° . (b) Distribution azimutale de vitesses Doppler issues de la recherche de continuité (cercle solide), coefficient d'ordre zéro (a_0 , ligne solide), et résultat issu du développement de Fourier au second ordre (ligne brisé). D'après <i>Yamada and Chong</i> [1999]	84
4.4	PPI "déplié" à $2,5^\circ$ d'élévation lors de l'échantillonnage de la ligne de grains du 28 juillet 2006. A gauche, le champ de vitesse Doppler avant le dépliement. A droite, le champ de vitesse Doppler après le dépliement	85
4.5	Tracés des mesures polarimétriques à 0601 UTC dans la direction Est (90°) effectuées le long d'une radiale à $17,75^\circ$ d'élévation pour le cas d'étude du 28 juillet 2006 : (a) Réflectivité; (b) Réflectivité différentielle; (c) Coefficient de Corrélation.	88
4.6	Tracés des mesures polarimétriques à 0601 UTC dans la direction Est (90°) effectuées le long d'une radiale à $17,75^\circ$ d'élévation pour le cas d'étude du 28 juillet 2006 : (a) Déphasage; (b) Phase différentielle spécifique.	89
1.1	Sondage de Parakou le 27 Juillet 2006 à 2138 UTC et exploitation de l'éma-gramme	97
1.2	Schéma montrant l'étalement des courants subsidents dans le nuage convectif mature. D'après <i>Malardel</i> [2005]	98
1.3	Cycle de vie de la cellule ordinaire. D'après <i>Malardel</i> [2005]	99
1.4	Schéma d'un orage multicellulaire en ligne. D'après <i>Malardel</i> [2005]	100
1.5	Contours de réflectivité radar d'une ligne de grains observée en Côte d'Ivoire durant COPT81 le 22 juin 1981 à 0453 UTC. La région convective est caractérisée par les réflectivités supérieures à 40 dBZ. La région stratiforme s'étend à l'arrière du système et est caractérisée par des réflectivités plus faibles. D'après <i>Chong et al.</i> [1987].	102
1.6	Représentation verticale de la structure des précipitations (contours de réflectivité radar) associées à la ligne de grains du 22 juin 1981 durant COPT81. D'après <i>Chong et al.</i> [1987].	102
1.7	Eléments clefs de la circulation moyenne sur l'Afrique de l'Ouest en été boréal avec une décomposition sur les plans méridien et zonal. A : Anticyclone, CHN/CHS : cellules de Hadley Nord et Sud, CW : cellules de Walker, CONV : convergence de basses couches, DIV : divergence de hautes couches, FIT : Front Intertropical, JEA : Jet d'Est Africain, JTE : Jet d'Est Tropical. D'après <i>Janicot</i> [1990]	104
1.8	Eléments clefs de la circulation moyenne sur l'Afrique de l'Ouest en été boréal sur une visualisation Nord (à gauche)/Sud (à droite). D'après <i>Lafore and France</i> [2007]	105
1.9	Lignes de courant du vent total à 700 hPa de l'onde composite de <i>Reed et al.</i> [1977]. Les chiffres en abscisses désignent les différentes catégories de l'onde séparées approximativement de 3° de longitude	109

1.10	Coupes verticales zonales à 11 ° N (latitude de référence) de (a) la perturbation du vent méridien ($m.s^{-1}$), (b) la perturbation du vent zonal ($m.s^{-1}$), (c) la vorticité ($10^{-5}s^{-1}$), (d) la divergence ($10^{-6}s^{-1}$). R, N, T, S font référence au secteur de l'onde : respectivement dorsale, vent de nord, thalweg et vent de sud. D'après <i>Reed et al.</i> [1977]	110
1.11	Coupes verticales zonales à 11 ° N (latitude de référence) (a) du mouvement vertical ($mb.h^{-1}$), (b) de la perturbation en température (° C), (c) de l'humidité relative (%). R, N, T, S font référence au secteur de l'onde : respectivement dorsale, vent de nord, thalweg et vent de sud. D'après <i>Reed et al.</i> [1977]	111
1.12	Schéma du cycle de vie des régions précipitantes d'une ligne de grains comme elles apparaîtraient sur des sections horizontales et verticales d'un champ tri-dimensionnel de réflectivité radar durant (a) sa formation, (b) son intensification, (c) sa phase mature et (d) sa phase de dissipation. Les flèches indiquent la direction du vent relative au système. D'après <i>Leary and Houze</i> [1979a].	118
1.13	Modèle conceptuel de ligne de grains d'après <i>Zipser</i> [1977]. Tous les courants sont estimés dans le référentiel de la ligne de grains qui se propage vers l'ouest. Les chiffres encadrés représentent des valeurs typiques de la température du thermomètre mouillé en ° C.	119
1.14	Modèle conceptuel de ligne de grains. Structure fine et courants de méso-échelle. D'après <i>Lafore</i> [2004]. Illustration de F. Poulain.	121
1.15	Section verticale schématique et profile verticale de réflectivité radar (le long de A-A') d'une ligne de grains présentant quelques aspects de sa microphysique. D'après <i>Leary and Houze</i> [1979b].	122
2.1	Principe de la logique floue ; d'après <i>Vivekanandan et al.</i> [1999].	132
2.2	illustration d'une dérive sur la variable polarimétrique ZDR lors d'un échantillonnage de la partie convective d'une ligne de grains africaine	134
2.3	Influence d'une dérive sur ZDR sur des profils d'occurrence d'hydrométéores : sans la corriger (a) ; en la corrigeant (b)	135
2.4	La ligne de grains du 28 Juillet 2008, vue depuis l'hotel du Lac à Djougou au Bénin.	136
2.5	Specific observational network over Benin : (a) RONSARD C-band polarimetric Doppler radar at Kopargo (9.82 ° N 1.56 ° E) ; (b) X-port X-band polarimetric Doppler radar and surface observations at Djougou (9.69 ° N 1.66 ° E) ; (c) instrumented site of Parakou (9.35 ° N 2.62 ° E) with two radiosoundings per day.	139
2.6	Horizontal wind (arrows) and relative humidity (% , grey scaling) at (a) 925 hPa, and (b) 700 hPa, from ECMWF analysis at 0600 UTC 28 July 2006.	141

TABLE DES FIGURES

2.7 West African Synthetic Analysis (WASA) from the African Centre of Meteorological Applications for Development (ACMAD) at 0600 UTC 28 July 2006. the acronyms ITD, HL, STJ, TEJ, AEJ and AEW are respectively : intertropical discontinuity, heat low, sub-tropical Jet, tropical easterly jet, African easterly jet and African easterly wave. 142

2.8 Infrared images from Meteosat satellite at 0000, 0300, 0600 and 0900 UTC on 28 July 2006. 143

2.9 Surface measurements of pressure, temperature, wind speed, relative humidity (from top to bottom), at Djougou, between 0000 UTC 27 July 2006 and 1200 UTC 29 July 2006. Vertical dotted line indicates the passage of the squall line the experimental site. 144

2.10 Skew T-LogP diagram of the sounding at Parakou on 27 July 2006, 2138 UTC. Solid line is the air temperature, dashed line is the dewpoint temperature, and dotted line is the 25 ° C pseudoadiabatic curve. 146

2.11 Schematic representation of the trapezoidal membership functions of reflectivity factor (Z_h), differential reflectivity factor (Z_{DR}), cross-correlation factor (ρ), specific differential phase (K_{DP}), and temperature (T), from left to right, used for the hydrometeor type (see text) classification. Heavy and lighter collinear lines delineate the relative position of the top and base of trapezoids. 148

2.12 Low-level (0-1500 m) radar reflectivity (dBZ) at 0601 UTC and retrieval domains. Solid boxes denoted area 1 and 2, delineate the domain of 3D wind and hydrometeor retrieval with respect to the 0601 UTC reflectivity pattern. The larger dashed box (area 3) represents the VVP retrieval domain for obtaining mesoscale wind profiles. The smaller dashed box (area 4) specifies the region in which the most representative hydrometeor type is identified in individual grid cells. The coordinate system centred on the radar site at 0601 UTC represents the reference Cartesian frame. 150

2.13 Radar-derived relative wind and microphysical field in the convective region (area 1 of Fig. 2.12). (a)-(b) wind vectors (every third vector is plotted) and reflectivity (dBZ) pattern at respectively 0.5 km and 6.5 km altitude. R1 and R2 denote the relative positions of the radar site at observation times in the reference moving frame at 0601 UTC. (c)-(d) West-east vertical cross-section at $y = -20km$, of the wind (every third vector in the horizontal and every second vector in the vertical are plotted) and reflectivity pattern, and of the identified hydrometeor type (see text), respectively. In (a)-(c), the reference vector scale is represented in the upper right corner. 152

2.14 As in Fig. 2.13, but for the transition region (area 2 of Fig. 2.12) 153

2.15 Time-height (or equivalent distance-height in an advective frame) representation of average cross-line wind vector and reflectivity factor (grey scale, in dBZ), from mesoscale analysis of volume radar observations within area 3 of Fig. 2.12, yielding height profiles of average values. Reference vector scale is reported in the upper right corner. 154

2.16	Volume integrated number of each hydrometeor type (logarithmic scale of the percentage of total number of grid points within area 4 of Fig. 2.12) as a function of observation time (or equivalent distance in an advective frame). Convective, transition, and stratiform regions are indicated.	155
2.17	Height profiles of the number (percentage) of grid cells containing (from left to right) LR, MR, and HR (first column), GH and WS (second column), and DS and IC (third column) particles, and of mean reflectivity, in convective (top panel), transition (middle panel), and stratiform (bottom panel) regions of squall-line system. See text for the definition of particle types.	157
2.18	As in Fig. 2.15, but for pattern of (a) light rain(LR), (b) moderate rain (MR), and (c) heavy rain (HR), in percentage of available grid cells at each level.	158
2.19	As in Fig. 2.15, but for pattern of (a) graupel-hail (GH), and (b) wet snow (WS), in percentage of available grid cells at each level.	159

TABLE DES FIGURES

Liste des tableaux

2.1	Exemples de fréquences typiques d'émission d'un radar f_o , de longueurs d'onde λ_o et de bande de fréquences correspondantes.	26
2.2	Quelques ordres de grandeurs de variables polarimétriques. d'après <i>Straka et al.</i> [2000]	40
4.1	Séquences radars exécutées par RONSARD pour étudier la dynamique et/ou la microphysique de systèmes précipitant	77
1.1	Caractéristiques de simulations d'ondes d'est idéalisées, d'après <i>Hall et al.</i> [2006]	113
2.1	Thermodynamical characteristics of pre-squall environment observed at Parakou (Benin) on 2138 UTC 27 July 2006, compared to mean values from 11 pre-squall environments during COPT81, obtained by <i>Roux and Ju</i> [1990]	145

LISTE DES TABLEAUX

Liste des publications et des conférences internationales de l'auteur :

Publications dans des revues internationales de rang A

- Chong, M., N. Lamrani and M. Hagen, 2008 : A Variational Correction Method as an Alternative to Forced Rejection of Sidelobe-Contaminated Bistatic Doppler Measurements. *Jour. Atmos. Oceanic Technol.*, accepté.
- Lamrani, N., and M. Chong, 2008 : Kinematic and microphysical structure in the 28th July 2006 Squall line during AMMA Special Observing Period. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, soumis.

Conférences internationales

- Lamrani, N., and M. Chong, 2006 : A variational method to reduce the sidelobe contamination of bistatic Doppler measurements. 4th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology, Barcelona (Spain)
- Lamrani, N., and M. Chong, 2007 : Doppler radar observations of precipitation systems during AMMA SOP 2-a2. EGU General Assembly, Vienna (Austria)
- Lamrani, N., and M. Chong, 2007 : Doppler radar observations of precipitation systems during AMMA SOP 2-a2. AMMA WP2.1 workshop , Paris (France)
- Lamrani, N., and M. Chong, 2007 : Dynamics and microphysics of the 28th July 2006 Squall line during AMMA SOP 2-a2. AMMA 2nd International Conference, Karlsruhe (Germany)

Bibliographie

- Albers, S., Two-dimensional velocity de-aliasing in highly sheared environments, *Preprints 24th Conf. on Radar Meteorology, Tallahassee, Fla. Amer. Meteor. Soc.*, pp. 411–414, 1989.
- Albignat, J., and R. Reed, The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere in North Africa, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1827–1839, 1980.
- Aoyagi, J., Wind measurements by a Doppler radar ambiguities, *Preprints 21st Conf. on Radar Meteorology, Edmonton, Canada. Amer. Meteor. Soc.*, pp. 536–541, 1983.
- Aspliden, C., Y. Tourre, and J. Sabine, The mean troposphere of West Africa, *J. Appl. Meteor.*, 15, 705–716, 1976.
- Aydin, K., T. Seliga, and V. Balaji, Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation, *J. Atmos. Sci.*, 47, 565–583, 1986.
- Balakrishnan, N., and D. Zrnić, Estimation of rain and hail rates in mixed-phase precipitation, *J. Atmos. Sci.*, 47, 565–583, 1990.
- Barnes, G., and K. Sieckman, The environment of fast- and slow moving tropical mesoscale convective cloud lines, *Mon. Wea. Rev.*, 112, 1782–1794, 1984.
- Bergen, W., and S. Albers, Two- and Three-dimensional de-aliasing of Doppler radar velocities, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 5, 305–309, 1988.
- Betts, A. K., R. Grover, and W. M. Moncrieff, Structure and motion of tropical squall lines over Venezuela, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 102, 395–404, 1976.
- Binder, P., A. Rossa, P. Bougeault, J. Moore, and J. J. M. Bollinger, MAP implementation Plan. Version 4.1, *Tech. rep.*, MAP Data centre, ETH, Zurich, CH-8093, Switzerland, 260pp, 1999.
- Blanchard, Y., *Le Radar, 1904-2004. Histoire d'un siècle d'innovations techniques et opérationnelles*, ellipses ed., 432pp, 2004.
- Bougeault, P., P. Binder, and J. Kuettner, MAP science plan, *Tech. rep.*, MAP Data centre, ETH, Zurich, CH-8093, Switzerland, 64pp, 1998.

BIBLIOGRAPHIE

- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. Houze, J. Kuettner, R. Smith, R. Steinnacker, and H. Volkert, The MAP observing period, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *82*, 433–462, 2001.
- Bousquet, O., and M. Chong, A multiple-Doppler synthesis and continuity adjustment technique (MUSCAT) to recover wind components from Doppler radar measurements, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *15*, 343–359, 1998.
- Braun, S., and R. Houze, The transition zone and secondary maximum of radar reflectivity behind a midlatitude squall line : Results retrieved from Doppler radar data, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2733–2755, 1994.
- Bringi, V., and V. Chandrasekar, *Polarimetric Doppler weather radar. Principles and applications*, cambridge university press (united kingdom) ed., 636pp, 2001.
- Bringi, V., J. Vivekanandan, and J. Tuttle, Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part II : Hail detection studies, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 2564–2577, 1986.
- Browning, K., and R. Wexler, The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar, *J. Appl. Meteor.*, *7*, 105–113, 1968.
- Burpee, R., The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa, *J. Atmos. Sci.*, *29*, 1556–1570, 1972.
- Burpee, R., Characteristics of north African Easterly Waves during summer of 1968 and 1969, *J. Atmos. Sci.*, *31*, 1556–1570, 1974.
- Cadet, D., and S. Houston, Precipitable water over Africa and the Eastern/Central Atlantic Ocean during summer 1979, *J. Meteor. Soc. of Japan*, *62*, 761–774, 1983.
- Cadet, D., and O. Nnoli, Water vapour transport over Africa and the Atlantic Ocean during summer 1979, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *113*, 581–602, 1984.
- Caniaux, G., J.-L. Redelsperger, and J.-P. Lafore, A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. Part I : general description and water and heat budgets, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2046–2074, 1994.
- Carlson, T., Some remarks on african disturbances and their progress over the Tropical Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, *97*, 716–726, 1969a.
- Carlson, T., Synoptic histories of three african waves that developed into Atlantic hurricanes, *Mon. Wea. Rev.*, *97*, 256–277, 1969b.
- Caton, P., The measurement of wind and convergence by Doppler radar, *Proc. 10th Weather Radar Conf.*, *Amer Meteor. Soc., Boston*, pp. 290–296, 1963.

- Chalon, J., G. Jaubert, F. Roux, and J.-P. Lafore, The west african squall line observed on 23 June during COPT81 : Mesoscale structure and transports, *J. Atmos. Sci.*, *45*, 2744–2763, 1988.
- Chang, C.-B., Impact of the desert environment on the genesis of african wave disturbances, *J. Atmos. Sci.*, *50*, 2137–2145, 1993.
- Charney, J., Dynamics of deserts and drought in the Sahel, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *101*, 193–202, 1975.
- Charney, J., and M. Stern, On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, *19*, 159–172, 1962.
- Chong, M., and O. Bousquet, On the application of MUSCAT to a ground-based dual-Doppler radar system, *Meteor. Atmos. Phys.*, *78*, 133–139, 2001.
- Chong, M., and S. Cosma, A formulation of the continuity equation of MUSCAT for either flat or complex terrain, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *17*, 1556–1564, 2000.
- Chong, M., and D. Hauser, A tropical squall line observed during the COPT81 experiment in West Africa. Part II : water budgets, *Mon. Wea. Rev.*, *117*, 728–744, 1989.
- Chong, M., P. Amayenc, G. Scialom, and J. Testud, A tropical squall line observed during the COPT81 experiment in West Africa. Part I : Kinematic structure inferred from dual-Doppler radar data, *Mon. Wea. Rev.*, *115*, 670–694, 1987.
- Chong, M., et al., Real-time wind sinthesis from Doppler radar observations during the Mesoscale Alpine Program, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *81*, 2953–2962, 2000.
- Colby, F., Convective instability as a predictor of convection during AVE-SESAME II, *Mon. Wea. Rev.*, *112*, 2239–2252, 1983.
- Cook, K., Generation of the African Easterly Jet and its role in determining west african precipitation, *J. Climate*, *12*, 1165–1184, 1999.
- de Elía, R., and I. Zawadzki, Sidelobe contamination in bistatic radars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *17*, 1313–1329, 2000.
- De Félice, P., A. Viltard, D. Monkam, and C. Ouss, Characteristics of North Africa 6-9 days waves during summer 1981, *Mon. Wea. Rev.*, *118*, 2624–2633, 1990.
- Desbois, M., T. Kayiranga, B. Gnamien, S. Guessous, and L. Picon, Characterization of some elements of the sahelian climate and their interannual variations for july 1983, 1984 and 1985 from analysis of METEOSAT ISCCP data, *J. Climate*, *1*, 867–904, 1988.
- Desrochers, P., A reliable method for real-time velocity unfolding, *Preprints 24th Conf. on Radar Meteorology, Tallahassee, Fla. Amer. Meteor. Soc.*, pp. 415–418, 1989.

BIBLIOGRAPHIE

- Diedhou, A., S. Janicot, A. V. P. D. Félice, and H. Laurent, Easterly wave regimes and associated convection over West Africa and Tropical Atlantic : results from the NCEP/NCAR and ECMWF reanalysis, *Climate Dynamics*, 15, 795–822, 1999.
- Diongue, A., Intéraction entre convection et écoulement de grande échelle au sein de la mousson de l’Afrique de l’Ouest, Ph.D. thesis, Université Toulouse III - Paul Sabatier, 2001.
- Donheur, G., Nouvelle approche des réalités météorologiques de l’Afrique occidentale et centrale, Ph.D. thesis, Université de Dakar, 1974.
- Doviak, J., and D. Zrnić, *Doppler radar and weather observations 2nd edition*, academic press ed., 562pp, 1993.
- Drobinski, P., S. Bastin, S. Janicot, A. Dabas, P. Delville, M. Denneulin, E. Nagel, O. Reitebuch, and B. Romand, Role of scale interaction and orography on the late northward propagation of the West African Monsoon in summer 2006 in the region of Niger/Mali, *AMMA 2nd International conference, Karlsruhe 26th-30th November 2007*, pp. 68–69, 2007.
- Eilts, M., and S. Smith, Efficient dealiasing of Doppler velocities using local environment constraints, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 7, 118–128, 1990.
- Elridge, R., A synoptic study of west african disturbance lines, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 83, 303–314, 1957.
- Eltahir, E., A soil moisture-rainfall feedback mechanism. 1. Theory and observations, *Water Resour. Res.*, 34, 765–776, 1998.
- Faroux, J., Le “RONSARD 2000”, radar à diversité de polarisation. Aide à l’exploitation, *Tech. rep.*, CETP/IPSL, 10/12, Avenue de l’Europe, 78140, Velizy, France, 45pp, 2006.
- Folland, C., T. Palmer, and D. Parker, Sahel rainfall and worldwide sea temperature 1901-1985, *Nature*, 320, 602–607, 1986.
- Fontaine, B., and S. Janicot, Sea surface temperature fields associated with West African rainfall anomaly types, *Journal = J. Clim.*, 9, 2935–2940, 1996.
- Fortune, M., Properties of african disturbances lines inferred from time-lapse satellite imagery, *Mon. Wea. Rev.*, 108, 153–168, 1980.
- Franck, W., The life cycles of GATE convective systems, *J. Atmos. Sci.*, 35, 1256–1264, 1978.
- Frank, N., Atlantic Tropical systems of 1969, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 307–314, 1970.

- Friedrich, K., Determination of three-dimensional wind-vector fields using a bistatic Doppler radar network, [Available online at <http://www.op.dlr.de/pa4k/>], Ph.D. thesis, Fakultät fuer Physik, Ludwig-Maximilians-Universität München, 2002.
- Friedrich, K., and M. Hagen, Wind synthesis and quality control of multiple-Doppler-derived horizontal wind fields, *J. Appl. Meteor.*, *43*, 38–57, 2004a.
- Friedrich, K., and M. Hagen, Evaluation of wind vectors measured by a bistatic Doppler radar network, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *21*, 1840–1854, 2004b.
- Gamache, J., and R. Houze, Water budget of mesoscale convective system in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, *40*, 1835–1850, 1983.
- Gamache, J. F., and R. A. Houze, Mesoscale air motions associated with a tropical squall line, *Mon. Wea. Rev.*, *110*, 118–135, 1982.
- Georgis, J.-F., F. Roux, and P. Hildebrand, Observations of precipitation systems over complex orography with meteorological Doppler radars : a feasibility study, *Meteor. Atmos. Phys.*, *72*, 185–202, 2000.
- Gorgucci, E., G. Scarchilli, and V. Chandrasekar, Operational monitoring of rainfall over Arno River basin dual-polarized radar and rain gauges, *J. Appl. Meteor.*, *35*, 1221–1230, 1996.
- Gourley, J., P. Tabary, and J. P. du Chatelet, A fuzzy logic algorithm for the separation of precipitation from nonprecipitating echoes using polarimetric radar observations, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *24*, 1439–1451, 2007.
- Grist, J., Easterly waves over Africa. Part I : The seasonal cycle and contrasts between wet and dry years, *Mon. Wea. Rev.*, *130*, 197–211, 2002.
- Hall, N., G. Kiladis, and C. Thorncroft, Three-dimensional structure and dynamics of African Easterly Waves. Part II : Dynamical modes, *J. Atmos. Sci.*, *63*, 2231–2246, 2006.
- Hamilton, R., and J. Archbold, Meteorology of Nigeria and adjacent territory, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *71*, 231–264, 1945.
- Harrold, T., Measurements of horizontal convergence in precipitation using a Doppler radar, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *92*, 31–40, 1966.
- Hennington, L., Reducing the effects of Doppler radar ambiguities, *J. Appl. Meteor.*, *20*, 1543–1546, 1981.
- Hodges, K., and C. Thorncroft, Distribution and statistics of African mesoscale convective weather systems based on the ISCCP Meteosat imagery, *Mon. Wea. Rev.*, *125*, 2821–2837, 1997.

BIBLIOGRAPHIE

- Holler, H., V. Bringi, J. Hubbert, M. Hagen, and P. Meischner, Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 2500–2522, 1994.
- Houze, R., structure and dynamics of a tropical squall line system, *Mon. Wea. Rev.*, *105*, 1540–1567, 1977.
- Houze, R., *Cloud Dynamics*, vol. 53, academic press, inc ed., 573pp, 1993.
- Houze, R. A., and E. N. Rappaport, Air motion and precipitation structure of an early summer squall line over eastern tropical Atlantic, *J. Atmos. Sci.*, *41*, 553–574, 1984.
- Jameson, A., Microphysical interpretation of multiparameter radar measurements in rain. Part I : Interpretation of polarization measurements and estimation of raindrop shapes, *J. Atmos. Sci.*, *40*, 1792–1802, 1983.
- Janicot, S., Variabilité des précipitations en Afrique de l’Ouest et circulations quasi stationnaires durant une phase de transition climatique, Ph.D. thesis, Université Paris 6, 1990.
- Jing, Z., and G. Wiener, Two-dimensional dealiasing of Doppler velocities, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *10*, 798–808, 1993.
- Keenan, T., L. Carey, D. Zrnić, , and P. May, Sensitivity of 5-cm wavelength polarimetric radar variables to raindrop axial ratio and drop size distribution, *J. Appl. Meteor.*, *40*, 526–545, 2001.
- Kiladis, G., C. Thorncroft, and N. Hall, Three-dimensional structure and dynamics of African Easterly Waves. Part I : Observations, *J. Atmos. Sci.*, *63*, 2212–2230, 2006.
- Kusunoki, K., O. Suzuki, and H. Ohno, Hybrid algorithm for Doppler velocity dealiasing with dual PRF data., *Preprints 7th Conf. on Aviation, Range, and Aerospace Meteorology, Long Beach, California. Amer. Meteor. Soc.*, pp. 346–349, 1991.
- Kwon, H., A reexamination of the genesis of african waves, *J. Atmos. Sci.*, *24*, 3621–3631, 1989.
- Lafore, J., and M. France, Séminaire AMMA WP21, 2007.
- Lafore, J., et al., The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I : adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, *16*, 90–109, 1998.
- Lafore, J.-P., Orages en fanfares, *Atmosphériques*, *21*, 2004.
- Lafore, J.-P., and M. Moncrieff, A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and striforme regions of tropical squall lines, *J. Atmos. Sci.*, *46*, 521–544, 1989.

- Lamb, P., Case studies of tropical Atlantic surface circulation patterns during recent sub-Saharan african weather anomalies, *Mon. Wea. Rev.*, *106*, 482–491, 1978a.
- Lamb, P., Large-scale tropical Atlantic surface patterns associated with sub-Saharan african weather anomalies, *Tellus*, *30*, 240–251, 1978b.
- Lamb, P., West African water variations between recent contrasting Subsaharan droughts, *Tellus*, *A35*, 198–212, 1983.
- Lamb, P., and R. Peppler, Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with sub-Saharan drought, *J. Clim.*, *5*, 476–488, 1992.
- Lamrani, N., Utilisation combinée de radars Doppler monostatiques et bistatiques pour la dynamique des systèmes convectifs dans AMMA. Rapport de stage Master "Sciences de l'Univers", M2 Océan Atmosphère et Surfaces Continentales, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 2005.
- Landau, L., and E. Lifchitz, *Théorie des champs*, 4ème édition, mir moscou ed., 519pp, 1989.
- Le Barbé, L., and T. Lebel, Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950-1990, *J. Hydrol.*, *188-189*, 43–73, 1997.
- Le Barbé, L., T. Lebel, and D. Tapsoba, Rainfall variability in West Africa during the years 1950-1990, *J. Clim.*, *15*, 187–202, 2002.
- Leary, C., and R. Houze, The structure and evolution of convection in a tropical cloud cluster, *J. Atmos. Sci.*, *36*, 437–457, 1979a.
- Leary, C., and R. Houze, Melting and evaporation of hydrometeors in precipitation from the anvil clouds of deep tropical convection, *J. Atmos. Sci.*, *36*, 437–457, 1979b.
- Leroux, M., *Le climat de l'Afrique*, ed. champion ed., 1983.
- Lhermitte, R. D. A., Precipitation motion by pulse Doppler radar, *Proc. 9th Weather Radar Conf.*, *Amer Meteor. Soc.*, *Boston*, pp. 218–223, 1961.
- Lough, J., Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in sub-Saharan Africa, *Mon. Wea. Rev.*, *114*, 561–570, 1986.
- Maddox, R., Mesoscale Convective Complex, *Bull. AM. Meteorol. Soc.*, *61*, 1374–1387, 1980.
- Malardel, S., *Fondamentaux de Météorologie*, cépaduès editions ed., 709 pp., 2005.
- Mallet, I., J. Cammas, P. Mascart, and P. Bechtold, Effect of cloud diabatic heating on the early development of the FASTEX IOP17 cyclone, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *125*, 3439–3467, 2000.

BIBLIOGRAPHIE

- Martin, D. W., and A. Schreiner, Characteristics of west african and east atlantic cloud clusters : A survey from GATE, *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 1671–1688, 1981.
- Mass, C., A linear primitive equation model of African wave disturbances, *J. Atmos. Sci.*, *36*, 2075–2092, 1979.
- Mathon, V., and H. Laurent, Life cycle of the sahelian mesoscale convective cloud systems, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *127*, 377–406, 2001.
- May, P., and T. Keenan, Evaluation of microphysical retrievals from polarimetric radar with wind profiler data, *J. Appl. Meteor.*, *44*, 827–838, 2005.
- May, P., T. K. D. Zrnić, L. Carey, and S. Rutledge, Polarimetric radar measurements of tropical rain at C-band, *J. Appl. Meteor.*, *38*, 750–765, 1999.
- Mie, G., Beiträge zur Optik trüber medien, speziell kolloidaler metallösungen., *Ann. Phys.*, *25*, 377–445, 1908.
- Miller, L., and C. Mohr, The simple rectification to cartesian space of folded velocities from Doppler radar sampling, *Preprints 21st Conf. on Radar Meteorology, Edmonton, Canada. Amer. Meteor. Soc.*, pp. 565–568, 1983.
- Monkam, D., Apports de vapeurs d’eau par les ondes africaines et de 6-9 jours en Afrique de l’Ouest pendant l’été 1981, *AMMA 2nd International conference, Karlsruhe 26th-30th November 2007*, pp. 105–106, 2007.
- Monterieff, M. M. M., The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *102*, 373–394, 1976.
- Morel, C., Caractérisation objective des systèmes convectifs européens à partir de leur suivi dans l’imagerie satellitaire, Ph.D. thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse III, 2001.
- Nicholson, S. E., Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa, *Mon. Wea. Rev.*, *109*, 2191–2208, 1981.
- Norquist, D., E. Recker, and R. Reed, The energetics of african wave disturbances as observed during phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, *105*, 334–342, 1977.
- Nutten, B., P. Amayenc, M. Chong, D. Hauser, F. Roux, and J. Testud, The RONSARD radars : a versatile C-Band dual Doppler facility, *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, *GE-17*, 281–288, 1979.
- Paradis, D., J. Lafore, and J.-L. Redelsperger, African easterly waves and convection. Part I : Linear simulations, *J. Atmos. Sci.*, *52*, 1657–1679, 1995.
- Payne, S., and M. McGarry, The relationship of satellite inferred convective activity to easterly waves over West Africa and adjacent ocean during Phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, *105*, 413–420, 1977.

- Piersig, W., Schwankungen von luftdruck and Luftbewegungsowie ein Beitrag zum wettergeschehen in pasaat gebiet des östlichen nordatlantischen ozeans., *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 54, part II et Part II ont été traduites et publiées dans Bull. Amer. Meteor. Soc., 1944 : The cyclonic disturbances of the subtropical eastern north atlantic, 25, 2-17, 1936.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, and B. P. Flannery, *Numerical recipes in C : The art of scientific computing, second edition*, cambridge university press ed., 994pp, 1992.
- Probert-Jones, J., The radar equation in meteorology, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 80, 485–495, 1962.
- Protat, A., and I. Zawadzki, A variational method for real-time retrieval of three-dimension wind field from multiple-Doppler bistatic radar network data, *J. Atmos. Ocean Technol.*, 16, 432–449, 1999.
- Pytharoulis, I., and C. Thorncroft, The low-level structure of african easterly waves in 1995, *Mon. Wea. Rev.*, 127, 2266–2280, 1999.
- Ray, P., and C. Ziegler, De-aliasing first moment Doppler estimates, *J. Appl. Meteor.*, 16, 563–565, 1977.
- Rayleigh, L., On the light from sky, its polarization and colour, *Phil. Mag.*, 41, 107–120, 1871.
- Redelsperger, J.-L., and J.-P. Lafore, A three-dimensional simulated of tropical squall line : convective organisation and thermodynamical transport, *J. Atmos. Sci.*, 45, 1334–1356, 1988.
- Redelsperger, J.-L., C. Thorncroft, A. Diedhou, T. Lebel, D. Parker, and J. Polcker, African monsoon multidisciplinary analysis. an international reserch project and field campaign, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 87, 1739–1746, 2006.
- Reed, R., D. Norquist, and E. Recker, The structure and properties of african wave disturbance as observed during phase III of GATE, *Mon. Wea. Rev.*, 105, 317–333, 1977.
- Reed, R., A. Hollingsworth, W. Heckley, and F. Delsol, An evaluation of the performance of the ECMWF operational system in analysing and forecasting easterly wave disturbances over Africa and Tropical Atlantic, *Mon. Wea. Rev.*, 116, 824–860, 1988.
- Regula, H., Druchswankungen und tornados an der westküste von Africa, *Am. Hydrogr. Mar. Meteor.*, 64, 107–111, 1936.
- Rennick, M., The generation of african waves, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1955–1969, 1976.
- Rennick, M., Some sensitivity experiments with an african wave model, *J. Atmos. Sci.*, 38, 106–113, 1981.

BIBLIOGRAPHIE

- Roux, F., *Les Orages*, payot ed., 358 pp., 1991.
- Roux, F., and S. Ju, Single-Doppler Observation of a west African squall line on 27-28 May 1981 during COPT 81, *Mon. Wea. Rev.*, *118*, 1826–1854, 1990.
- Rowell, D., and J. Milford, On generation of African squall line, *J. Climate*, *16*, 1181–1193, 1993.
- Rutledge, S., A diagnostic modeling study of the stratiform region associated with a tropical squall line on subgrid parametrisation and spatial resolution, *J. Atmos. Sci.*, *43*, 1356–1377, 1986.
- Satoh, S., and J. Wurman, Accuracy of wind observed by bistatic Doppler radar network, *J. Atmos. Ocean Technol.*, *20*, 1077–1090, 2003.
- Sauvageot, H., *Radar Meteorology*, artech house ed., 366pp, 1992.
- Schroth, A. C., M. S. Chandra, and P. Meischner, A C-band coherent polarimetric radar for precipitation and cloud physics research, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *5*, 803–822, 1988.
- Simmons, A., A note on instability of African Easterly Jet, *J. Atmos. Sci.*, *34*, 1670–1674, 1977.
- Skolnik, M., *Radar Handbook 2nd edition*, mac graw hill ed., 1200pp, 1990.
- Sommeria, G., and J. Testud, COPT81 : A field experiment for the study of dynamics and electrical activity of deep convection in continental tropical regions, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *65*, 4–10, 1984.
- Straka, J., D. Zrnić, and A. Ryzhkov., Bulk Hydrometeor classification and quantification using polarimetric radar data : synthesis of relations, *J. Appl. Meteor.*, *39*, 1341–1359, 2000.
- Sultan, B., and S. Janicot, Abrupt shift of the ITCZ over West Africa an intra-seasonal variability, *Geophys. Res. Lett.*, pp. 3353–3356, 2000.
- Tabary, P., G. Scialom, and U. Germann, Real-time retrieval of the wind from aliased velocities mesured by Doppler radars, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *18(6)*, 875–882, 2001.
- Takaya, Y., and M. Nakazato, Error estimation of the synthesized two-dimensional horizontal velocity in a bistatic Doppler radar system, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *19*, 74–79., 2002.
- Testud, J., and M. Chong, Three-dimensional wind field analysis from dual-Doppler radar data. Part I : Filtering, interpolating and differentiating the raw data, *J. Climate Appl. Meteor.*, *22*, 1204–1215, 1983.

- Testud, J., G. Breger, P. Amayenc, M. Chong, B. Nutten, and A. Sauvaget, A Doppler radar observation of a cold front. Three-dimensional air circulation, related precipitation system and associated wave-like motions, *J. Atmos. Sci.*, *37*, 78–98, 1980.
- Testud, J., E. L. Bouar, E. Obligis, and M. Ali-Mehenni, The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, *17*, 332–356, 2000.
- Thorncroft, C., An idealized study of african easterly waves. Part III : More realistic basic states, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *121*, 1598–1614, 1995.
- Thorncroft, C., and M. Blackburn, Maintenance of the African Easterly Jet, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *125*, 763–786, 1999.
- Thorncroft, C., and B. Hoskins, An idealized study of african easterly waves. Part I : A linear view, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *120*, 953–982, 1994a.
- Thorncroft, C., and B. Hoskins, An idealized study of african easterly waves. Part II : A non linear view, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *120*, 982–1015, 1994b.
- Viltard, A., and P. D. Félice, Statical analysis of wind velocity in an easterly wave over West Africa, *Mon. Wea. Rev.*, *107*, 1320–1327, 1979.
- Vivekanandan, J., V. Bringi, and R. Raghavan, Multiparameter radar modeling and observations of melting ice, *J. Atmos. Sci.*, *47*, 549–564, 1990.
- Vivekanandan, J., M. Hagen, and P. Meischner, Polarimetric radar studies of atmospheric ice particles, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, *32*, 1–10, 1994.
- Vivekanandan, J., D. Zrníć, S. Ellis, R. Oye, and A. R. J. Straka, Cloud microphysics retrieval using S-band dual-polarization radar measurements, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *80*, 381–388, 1999.
- Waldteufel, P., and H. Corbin, On the analysis of single-Doppler radar data, *J. Appl. Meteor.*, *18*, 532–542, 1979.
- Wurman, J., Vector winds from a single-transmitter bistatic dual-Doppler radar network, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *75*, 983–994, 1994.
- Wurman, W., S. Heckman, and D. Boccippio, A bistatic multiple-Doppler radar network, *J. Appl. Meteor.*, *32*, 1802–1814, 1993.
- Xue, Y., and J. Shukla, The influence of landsurface properties on Sahel climate. Part I : Desertification, *J. Climate*, *6*, 2232–2245, 1993.
- Yamada, Y., and M. Chong, Vad-based determination of the Nyquist internal number of Doppler velocities aliasing without wind information, *J. Meteor. Soc. Jap.*, *77*(2), 447–457, 1999.

BIBLIOGRAPHIE

- Yamada, Y., M. Murakimi, T. Matsuo, H. Mizuno, and K. Iwanami, Mesoscale structure of longitudinal-type snow band over the Sea of Japan, *Preprints of the 28th Conference on Radar Meteorology, Austin, Texas, Amer. Meteor. Soc.*, pp. 479–480, 1997.
- Zawadzki, I., and C. Desrochers, A method for real time de-aliasing of very noisy clear air Doppler data, *Preprints 25th Conf. on Radar Meteorology, Paris, France. Amer. Meteor. Soc.*, pp. 879–881, 1991.
- Zheng, X., and E. Eltahir, The role of vegetation in the dynamics of west african monsoons, *J. Climate.*, *11*, 2078–2096, 1998.
- Zipser, E., The role of organized unsaturated convective downdrafts in the structure and rapid decay of an equatorial disturbance, *J. Appl. Meteor.*, *8*, 799–814, 1969.
- Zipser, E., Mesoscale and convective scale downdrafts as distinct components of squall line circulation, *Mon. Wea. Rev.*, *105*, 1568–1589, 1977.
- Zrnić, D., Estimation of spectral moments for weather echoes, *IEEE Trans. Geosci. Electron.*, *GE-17*, 113–128, 1979.
- Zrnić, D., T. Keenan, and L. Carey, Sensitivity analysis of polarimetric variables at a 5-cm wavelength in rain, *J. Appl. Meteor.*, *39*, 1514–1526, 2000.



Présente

Le guide du RONSARD 2006

Manuel de base du radariste profane

Nabil LAMRANI

Bonne Arrivée :

Ce guide a pour but de guider le radariste profane dans sa découverte du RONSARD. Il se veut être la référence absolue du bédouin, égaré en terre béninoise, perdu entre Djougou et Natitingou dans les champs d'Ousmanou le valeureux, sur les doux côteaux de Copargo.

L'auteur tient tout de même à préciser que les lectures et re-lectures des "notes" de *Manuel Giraud*, du "RONSARD 2000 radar à diversité de polarisation" de *Jacques Faroux* et que des bases en pingouin classique sont loin d'être facultatives...

Sinon je remercie ma maman et mon papa et leur dédie cet ouvrage.

Table des matières

Chapitre I : Démarrage du dispositif

I – Le groupe électrogène

- I.1 Présentation*
- I.2 Faire le plein*
- I.3 Le démarrage*
- I.4 Les vérifications de base*
- I.5 Eteindre le groupe*

II – La cabine du RONSARD

- II.1 Présentation*
- II.2 Démarrage des instruments*
- II.3 Les vérifications de base*
- II.4 Le Spectropluviomètre*

Chapitre II : Lancer une séquence de mesure

I – Le logiciel du calculateur et la console

II – Pendant la séquence

II – Après la séquence

Chapitre III : Bestiaire des esprits “Panne”

I – Les esprits “Panne” de rang un.

- I.1 « Panne cléf », « Panne téléphone » et « Panne porte »*
- I.2 « Panne d’essence » et « Panne d’huile »*

II – Les esprits “Panne” de rang deux

- II.1 « Panne disque dur »*
- II.2 « Panne Internet » ou « Panne Inmarsat »*
- II.3 « Panne CAF »*
- II.4 « Panne IA »*
- II.5 « Panne blocage PC »*
- II.6 « Panne blocage RONSARD »*
- II.7 « Panne Azote »*

III – Les esprits “Panne” de rang trois

- III.1 « Panne Groupe Electrogène »*
- III.2 « Panne pénurie »*

Chapitre I: Démarrage du dispositif

Le Bénin est la terre du vodún et des rituels. Le radariste n'échappe pas à cette règle et il est important de ne pas fâcher les esprits "Panne" (un bestiaire de base de ces esprits est présenté dans le chapitre III de cet ouvrage). Ainsi, toute tentative de travail sur le site du RONSARD passe par le rituel suivant qu'il est important de suivre à la lettre...

I – Le groupe électrogène

Si vous ne l'avez pas encore remarqué, vous êtes dans la brousse et la centrale nucléaire la plus proche est loin d'ici. Du coup la première chose à faire en arrivant sur le site du RONSARD c'est de mettre en marche le groupe électrogène. Cette partie présente toutes les étapes du démarrage de la bête.

1.1 Présentation

Avant tout, le groupe électrogène c'est lui :



1.2 Faire le plein, vérifier le niveau d'huile

La première chose à faire après avoir dit bonjour à Ousman, Mohamed ou les deux c'est de vérifier qu'il y a de l'essence dans la bestiole. Faites le tour de la bête (placez vous entre la remorque et le groupe) et ouvrez le panneau de droite.

Niveau d'essence



Si le niveau d'essence est bas il faut le remplir (il tient environ 14 h si il est plein). Pour le remplir éteignez votre cigarette, prenez le bidon d'essence qui est à côté de vous (en théorie) et plongez la tige de

remplissage dans le bidon (après l'avoir ouvert...). Normalement c'est à ce moment que Mathieu insiste pour le faire avec vous. Il suffit de pomper manuellement pour remplir le groupe. Si vous êtes frappés par l'esprit "Panne d'essence" référez vous au bestiaire des esprits « Pannes ».



Sachez qu'un autre mode de remplissage est possible directement par le haut du groupe. On dévisse le bouchon et on montre comment qu'on est fort...

Il vous faut ensuite vérifier le niveau d'huile. Pour ce faire c'est comme dans une voiture. Si vous ne savez pas comment on fait dans une voiture de toute façon rappelez vous que Mathieu sera à côté de vous. La jauge est en dessous du régulateur comme indiqué sur la photo. Si toutefois le niveau d'huile n'est pas correct, il vous faut remplir le réservoir indiqué ci-dessous.



1.3 Le démarrage

Avant tout, sachez que pour cette opération il faut être deux. Le démarrage se fait en deux étapes. Il faut d'abord ouvrir le panneau de gauche à côté de celui de l'essence et trouver la clef de contact de la batterie et la pierre (si si...). En théorie elles sont toujours au même endroit *i.e.* en haut à gauche sur la petite plateforme. Mettez la clef de contact dans la batterie, tournez là et préparez vous à mettre la pierre...



Contact Batterie

Votre binôme ouvre alors le panneau de commande principal du groupe.



Il doit alors enfoncer le bouton “démarrer” en bas à gauche le temps que vous placiez la pierre comme indiqué ci-après :

Avant :

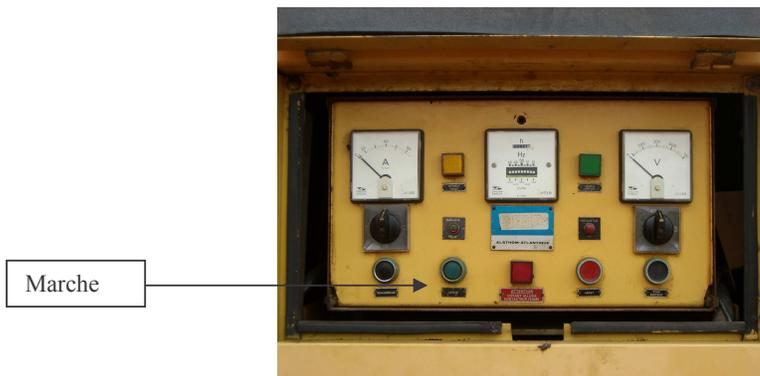


Position de la pierre

Après :



Il libère alors lentement le bouton. Patientez 5 mn et mettez en marche le dispositif en appuyant sur le bouton "marche" (c'est le bouton vert).



Notez que durant cette opération la courroie du groupe peut lâcher et faire très mal, aussi il est préférable de réaliser l'étape précédente sans enlever complètement le panneau de protection. Si toutefois la courroie lâche et si le groupe électrogène est encore en vie après que vous l'ayez éteint, référez vous au bestiaire des esprits « Panne » de rang trois car sachez le, vous êtes mal.

I.4 Les vérifications de base

Afin que le groupe survive toute la saison il est important que la vidange soit faite régulièrement (toutes les 100 h). Ensuite quelques vérifications de base s'imposent systématiquement après l'allumage du dispositif.

Il faut vérifier tout d'abord que la fréquence du jus tourne autour de 50 Hz sur le fréquencemètre approprié.



Puis, vérifiez que le triphasé balance bien autour des 380-400 V. Pour ce faire, tournez le bouton de droite (celui du milieu situé sous le voltmètre) vers la droite.



Remettez le alors dans sa position initiale et refermez la boîte. Le groupe est prêt.

1.5 Eteindre le groupe

Toute les bonnes choses ayant une fin (il faudra vous y faire), il est nécessaire d'éteindre le groupe avant de partir. En fin de manip, dirigez vous vers le truc qui fait un boucan monstre. Stoppez le en pressant les boutons « arrêt » puis « stop moteur » et retirez tout simplement la pierre qui le fait hurler et la clef de la batterie (remettez les au même endroit). Le groupe s'éteint doucement en toussant. Au passage, prenez soin de ne pas vous brûler en effectuant cette tâche parce que ça fait mal de se brûler et avoir mal c'est pas cool.

II – La cabine du RONSARD

Félicitations ! Si vous lisez cette partie, c'est que le groupe électrogène fonctionne. Vous êtes alors doublement bénis car d'une part vous allez pouvoir manipuler et d'autre part vous venez de contribuer à l'exode des serpents et autres créatures vivantes sur les terres d'Ousman (y compris les poules de Mohamed) grâce aux vibrations de la bête. « Soyez les bienvenu(e)s » dans votre nouvelle maison...

II.1 Présentation

Juste au cas où, la cabine c'est elle :



II.2 Démarrage des instruments

La première chose à faire en entrant (si vous réussissez à rentrer (cf. esprit « Panne clef », « Panne porte » et « Panne téléphone »)) c'est de mettre en route l'alimentation de la cabine. Elle est tout de suite à gauche en entrant dans la cabine. L'auteur précise qu'il s'agit de « tout de suite à gauche » après la deuxième porte. Bref, en gros il faut trouver ça :



Pour mettre en route les différents composants, il faut lever (donc vers le haut...) les différents interrupteurs sauf celui du bas à gauche qui porte le doux nom de « baie électrique ». Ensuite, au dessus de l'armoire qui fait face au panneau il vous faut mettre sous tension le premier onduleur qui alimente les PC « spectro ». Notez que le café est dans cette armoire ainsi que les K-way (ceci aura une importance capitale pour la suite) et que l'onduleur ressemble à ça :



Trouvez le second onduleur, qui alimente la chaîne de PC's "RONSARD", situé dans le coin opposé et mettez le sous tension.



Vous pouvez enfin allumer les différents PC de la cabine mais prenez soin de suivre le protocole suivant au risque de grandement fâcher l'esprit « Panne disque dur». Ceci dit il existe un sort à base de pingouin linuxien très efficace pour le contrer. Ainsi, permettez moi de vous présenter les différents habitants permanents de la cabine, par ordre d'apparition et d'allumage. Malgré les apparences ce sont vos amis ; ne l'oubliez jamais :

- le PC "Agouti" qui est souvent accompagné de ses copines les notices Quicklook et de la machine à café (votre véritable meilleure amie si vous supportez encore le Laryam ou la Malarone). Il sert à créer des quicklook (cf. chapitre II) et à utiliser Internet. Il tourne sur un OS mandriva linux.



Notices Quicklook

PC "Agouti"
Login: ronsard
Pwd: ragoutd'

- les PC "Agasuvie", "Giraud", "Vidéo" et "Ronsard" (de droite à gauche sur la photo). tournent sur des OS linux et servent respectivement à consulter des MSG (images Météosat 8), graver et stocker les données, observer RONSARD à l'extérieur de la cabine (par le biais d'une caméra placée sur le site d'observation) et faire tourner les codes de calculs de RONSARD.

PC "Ronsard"
Login: ronsard
Pwd: ronsard



PC "Agasuvie"
Login: dvb
Pwd: ronsard

PC "Giraud"
Login: ronsard
Pwd: ronsard

L'étape suivante, une fois "Agouti" en état de fonction, est de mettre en marche la connexion Internet de ce dernier. Cette connexion est assurée par une antenne Inmarsat située à l'extérieur de la cabine (cf. photo). Cette antenne n'est pas mise en tension en début de manip ; il vous faut donc la mettre sous tension une fois que le PC "Agouti" est prêt. Internet se lance sur cette machine via *mozilla*. Bien souvent l'antenne ne reçoit pas un signal de qualité. C'est là que l'auteur vous suggère de trouver les talky-walky au dessus la baie électrique (le truc avec les appareils au fond à gauche en entrant dans la cabine), un copain de galère et une bonne dose de patience. L'un bouge l'antenne, l'autre tente de ne pas l'énerver. Deux repères permettent de régler l'antenne par défaut : l'un est une ligne tracée sur la planche qui la porte, l'autre est l'étiquette noire sur la base de l'appareil qui sert de référence à l'inclinaison de la partie mobile de l'antenne. Dans le cas où Mozilla vous afficherait un message d'erreur, au lancement, il vous suffira simplement (ou plutôt théoriquement) de rebooter le modem situé à l'extérieur.



Antenne Inmarsat



Partie mobile

Dernière chose concernant Internet; le login de connection est "8888" sur la page d'accueil de Mozilla.

Parmi les esprits « Panne » de rang deux qui hantent les PC de la cabine il y a des habitués. En réalité, l'esprit « Panne disque dur » frappe essentiellement si les deux derniers PC sont allumés dans le désordre. Pour allumer nos amis les PC il vous faut leur login et leur mot de passe. Comme ils sont presque tous bien dressés, ils vous répondront sans problème avec le login « ronsard » et le mot de passe « ronsard » (original n'est ce pas ?). Presque tous car le PC « Agouti » a pour mot de passe « ragoutd' » (Cherchez bien...). Sachez que ces PC sont pourris gâtés et que chacun a ses petites habitudes. Alors dans l'ordre des petites manies : pour « Giraud », il a besoin d'un « Ctrl+C » quand il bloque pendant le boot (sur *starting sshd*) ; pour « Ronsard » il faut que « Giraud » soit totalement allumé.

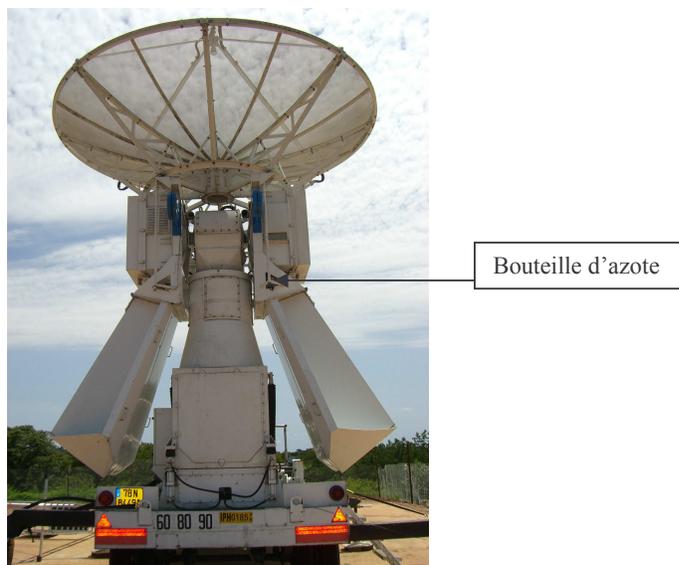
Vous l'aurez sûrement remarqué mais le PC "Vidéo" n'est pas un PC... C'est juste l'écran d'une caméra située à l'extérieur de la cabine. Donc, ne cherchez pas de tour mais plutôt la télécommande qui ne doit pas se trouver loin. Restez appuyé sur le bouton vidéo de cette dernière et contemplez RONSARD.



Il vous reste alors à allumer l'interrupteur « baie électrique » (cf. plus haut) et remarquer que la console de pilotage de RONSARD est bien sous tension.



Enfin, avant toute utilisation de l'antenne de RONSARD il est nécessaire d'ouvrir la bouteille d'azote qui est du coté émetteur de l'antenne de RONSARD. Elle doit être refermée en cas d'utilisation ponctuelle et laissée ouverte en cas d'exploitation en continue de l'antenne. Pour accéder à la bouteille il y a le « monkey style », élégant mais déconseillé ou « l'échafaudage style », plus classique ou « l'échelle style », un intermédiaire aux deux autres. Quelque soit le style choisi, il y a évidemment l'esprit « Panne d'azote » qui rôde...



L'auteur considérant qu'il est inutile de consacrer une sous partie de ce manuel sur le thème de la mise hors tension des éléments de la cabine, il vous rappelle simplement qu'il faut éteindre les instruments dans l'ordre inverse de la mise sous tension. Une précision s'applique tout de même à « Agasuvie », « Giraud » et « Ronsard » qui réclament une mise hors tension manuelle après un « *halt* » en root sur une console (quand on ne sait plus l'éteindre proprement).

II.3 Les vérifications de base

Il est des entités de même nature qui ne s'entendent que trop rarement comme : les PC « Ronsard » et « Giraud », les Libanais et les Israéliens ou Zidane et l'autre buse. Le plus curieux c'est que la solution est la même dans tout les cas *i.e.* le dialogue. Pour les deux derniers exemples on verra, mais pour « Ronsard » et « Giraud » l'interprète doit parler le pingouin classique. En effet, l'esprit « Panne disque dur » rôde toujours pour les mettre en conflit. Pour voir si il ne les a pas frappés, il faut ouvrir un terminal linux dans « Ronsard » et faire un « *ls /mnt/data* ». Si la console liste de beaux fichiers en « vert » c'est qu'ils sont en paix et le tour de manège va pouvoir commencer. Si les fichiers listés ne sont pas parés de « vert » il faut invoquer en tant que « root » (mot de passe *ronsard*) l'antidote « *mount /mnt/data* » ou si vraiment ils sont super fâchés « *mount -a* ». Là on revérifie... c'est beau la paix !

Pendant ce temps, l'émetteur de RONSARD a dû avoir le temps de chauffer (3 mn en moyenne) mais par précaution trouvez un truc à faire pendant 20 mn le temps que l'émetteur ait la possibilité de chauffer. Par exemple l'auteur ne saurait trop vous conseiller de vérifier grâce à PC « Agouti » que la connexion Internet est opérationnelle et, par exemple, de consulter vos mails (avec modération). Dans le cas où ce n'est pas le cas, l'esprit « Panne Internet » vous a atteint. L'autre occupation c'est de consulter le PC « Agasuvie » mais l'auteur insiste... ça dépend.

Quoiqu'il en soit c'est avec une émotion certaine que l'auteur vous invite alors à vous asseoir, fumer une clope, boire un café, simuler une panne... bref vous occuper en attendant que ça vienne...

II.4 Le Spectropluviomètre

“Mais que vient faire cette sous partie dans une notice consacrée au radar RONSARD ? »... Sachez-le, vous n'êtes pas seul sur Terre et d'autres personnes s'intéressent à la mousson africaine (si si ... sérieusement). Parmi ces êtres, communément appelé collègues de travail, il est d'usage de s'échanger mutuellement des services. Vous commencez à le deviner, les barbecues qui sont dehors ne vous serviront pas pour les poules de Mohamed mais pour effectuer des mesures.

Ces Spectropluviomètres sont à mettre sous tension après que le premier onduleur présenté plus haut le soit. Les PC qui gèrent cette instrumentation sont situés entre l'armoire à café et la baie électrique. Ce sont des PC avec des systèmes d'exploitation Windows qui ne nécessitent pas de mot de passe particulier. Si ils en réclament un, tapez « ronsard » (sans rire...). Le logiciel d'acquisition des Spectro (LabView) se lance au démarrage tout seul. Regardez alors la fenêtre (OSP – CETP), si le cadre du bas (paquets) n'affiche pas de chiffres qui défilent, stoppez la séquence (bouton rouge dans la fenêtre panneau de commande OSP) puis relancer une séquence (flèche en haut à gauche dans cette même fenêtre).

Enfin sachez que les sauvegardes des données sont automatiques et qu'il est important que ces instruments soient sous tension en cas de pluie.

Chapitre II: Lancer une séquence de mesure

Le site est désormais exorcisé et en théorie les esprits « Panne » ont accepté de vous laisser quelques secondes de répit. En théorie car, vous allez bientôt le découvrir, ils n'aiment pas vous regarder jouer avec RONSARD sans vous taquiner...

I – Le logiciel du calculateur et la console

Peut être l'avez-vous oublié mais le but depuis le début c'est de faire des mesures. Pour ce faire suivez le guide mais n'oubliez pas que ce guide ne vous affranchit pas des lectures de référence citées en introduction de cet ouvrage.

Pour commencer, lancez le logiciel en cliquant sur la petite icône avec un radar dessus (à droite de l'écran de « Ronsard »). Cliquez sur « ouvrir » pour choisir un type de séquence. Choisissez en une (VAD1, VAD2, VADS ...). La séquence est chargée ; la LED Bipolaire ou Monopolaire scintille alors en bleue selon la séquence choisie si tout est en état de fonctionnement normal. En réalité, la LED Monopolaire ne s'allume plus et quand la LED Bipolaire est allumée, elle est très souvent accompagnée de la LED Alarme sans pour autant que RONSARD soit réellement en danger. Sachez dès à présent que tout chargement de séquence qui appelle à un changement de polarisation ou de distance maximale d'émission implique que l'émetteur soit éteint.

C'est d'ailleurs le moment de vous assurer que tout ce qu'il y a de vivant aux abords du site est bien planqué, en particulier Ousman & co (derrière leur palissade). Une fois cette vérification faite, vous pouvez libérer les freins de RONSARD (en soulevant légèrement les interrupteurs), puis appuyer sur le bouton « M/A ANTENNE ». Mettez ensuite en marche l'émetteur. (cf. photo). Une alarme extérieure (flashes rouges) située sur la cabine prévient le voisinage que RONSARD est en train d'émettre tant que l'émetteur est en fonction. Si tout fonctionne normalement, le jeu de LED associé au CAF doit osciller de rouge à vert pour finalement demeurer sur vert. Cliquez alors sur « démarrer/arrêter » sur le logiciel. La séquence est lancée.



Une fois votre séquence terminée ; car il faut la laisser se terminer (il y a à nouveau marqué « prêt » en bas de la fenêtre) au risque d'invoquer l'esprit « panne blocage RONSARD » (il fait très peur celui-là), mettez l'antenne en arrêt (« M/A ANTENNE ») et remettez les freins. La séquence de mesure est alors stockée dans le répertoire « /mnt/data » (le disque dur externe de « Giraud » que vous avez peut être eu à monter plus haut). Là, selon les écoles, soit vous prenez le petit cahier de manip au dessus de votre tête et vous avouez ce que vous venez de faire soit vous jouez encore un peu avant de noter. Tous les commentaires sont les bienvenus, lâchez-vous.

Notez que l'auteur ne vous a pas mentionné d'éteindre l'émission car ce ne doit être le cas que si il y a un changement de mode de polarisation ou de distance maximale d'émission. Notez aussi, que ce qui vient d'être rapporté est un conte de fée comparé à ce qui vous attend réellement car bien des esprits rôdent...

II – Pendant la séquence

Tout d'abord voici une liste non exhaustive des esprits susceptibles de gâcher votre plaisir durant le lancement d'une séquence :

- « Panne CAF »
- « Panne IA »
- « Panne blocage RONSARD »
- « Panne blocage PC »

Le premier d'entre eux vous a frappé si la LED CAF ne bloque pas en position verte. Le second si le PC plante pendant l'acquisition (en particulier en mode bipolaire) car en effet « Panne IA » est difficile à voir et un de ses effets est d'appeler « Panne blocage PC ». Il arrive toutefois qu'il ait pour effet de bruyier la séquence d'acquisition ce qui est alors visible immédiatement car il le fera en traçant un cercle de données erronées à distance constante du radar (problème d'allocation des données dans les portes des radiales). Enfin sachez que « Panne blocage RONSARD » intervient systématiquement si vous ne réagissez pas immédiatement après une intervention de « Panne blocage PC » en coupant le mouvement de l'antenne. Tous ces esprits sont largement exorcisables en vous référant au bestiaire.

Mais il arrive parfois que tout fonctionne et là, le radariste en herbe que vous êtes désormais peut faire joujou avec les options du logiciel d'acquisition. Vous pourrez ainsi, par exemple, zoomer sur certaines zones balayées par le radar, visualiser l'altitude d'une région visée ou encore choisir la grandeur observée qui vous intéresse (réflectivité, vitesse doppler...). Les différentes options qui s'offrent à l'utilisateur sont largement abordées dans les manuels de référence et l'auteur ne saurait trop vous conseiller de faire comme d'habitude quand vous appréhendez un nouvel outil informatique *i.e.* cliquer partout.

III – Après la séquence

Il faut savoir qu'une seule séquence d'acquisition ne permet pas l'étude détaillée d'un système convectif. Aussi, il est conseillé d'effectuer différentes séquences selon que l'on souhaite surveiller ce qu'il se passe aux abords du Ronsard ou encore étudier en détail les systèmes passant à proximité. On distinguera deux types principaux de séquences : la VADS et les VAD1, 2. Dans le cas où l'utilisateur détecte une cellule intéressante par le biais de l'imagerie satellite, celui-ci peut lancer une séquence VADS (distance maximale d'émission de 200 km) et ainsi observer l'évolution du système dans un rayon de 200 km. Si le système vient par chance à pénétrer dans un rayon de 150 à 100 km, la première chose à faire est de prévenir notre ami Josias afin qu'il mette en route le radar Xport situé dans Djougou. Lorsqu'une cellule ose s'aventurer dans un rayon de 100 km et que l'utilisateur est à la limite de l'euphorie, les séquences VAD1 et VAD2 peuvent alors être enchaînées les unes derrière les autres jusqu'à dissipation du système ou bien lorsque celui-ci sort de la zone critique des 100 km (à ce moment-là, on peut repasser en VADS). Sachez que si une séquence VAD2 plante pour une raison quelconque, et ne vous méprenez pas ça arrive souvent, redémarrez en VAD1 suivi d'une nouvelle VAD2. Si toutefois le mode bipolaire n'entraîne qu'une succession de plantages, les séquences équivalentes mais monopolaires que sont VAD1M et VAD2M sont à lancer pour assurer la continuité des mesures. Il existe aussi deux autres types de séquences : les RHI qui effectuent des coupes verticales dans le système étudié et selon deux axes prédéfinis (un pointant vers le Xport et un autre perpendiculaire à ce dernier) et le Scan qui permet de réaliser des tirs verticaux lorsqu'un système passe au-dessus du site (utile pour la microphysique nuageuse).

Il existe cependant des séquences mixtes qui en enchaînent plusieurs automatiquement. Il s'agit des séquences VADamma (VAD1, Scan, VAD2, Scan, RHI1 et RHI2), VAD1+2 (VAD1 puis VAD2) et VAD1M+2 (VAD1M et VAD2M). Ces séquences ne sont à utiliser que dans le cadre d'un fonctionnement optimum de Ronsard.

Lorsque le temps se fait plus élément, une des activités principales du radariste, outre la résolution des nombreux problèmes auxquels il est confronté, est la création de QuickLooks, sorte de résumé imagé des cellules échantillonnées. Pour cela, l'auteur vous conseille de vous référer à la notice d'utilisation située au-dessus d'« Agouti », celle-ci étant complète et très compréhensible.

Chapitre III: Bestiaire des esprits « Panne »

On raconte que bien des Alchimistes-radaristes ont tenté en vain de renvoyer dans l'autre monde les esprits « Panne ». Bien que cette lutte farouche ne soit pas terminée, de grands sorciers nous ont tout de même livré quelque uns de leurs secrets. Citons en particulier Faroux le gris et Manuel le blanc. Leurs reliques citées en introduction sont des références pour le simple padawan qu'est votre serviteur. Consultez toujours leurs tables avant ce modeste parchemin.

I – Les esprits « Panne » de rang un.

En gros, ces esprits ne demandent pas de compétence particulière pour être contrés. Il suffit en général de respirer un grand coup, de garder votre sang froid et de réfléchir.

I.1 « Panne porte », « Panne clef » et « Panne téléphone »

Sachez-le, ces trois là attaquent souvent en groupe et la seule vraie précaution à prendre contre eux c'est de se faire avoir par eux une bonne fois... On s'en rappelle.

I.2 « Panne d'essence » et « Panne d'huile »

Il est de nombreux esprits qui le craignent profondément ; j'ai nommé Mathieu l'errant. En effet « Panne d'essence », « Panne d'huile » mais aussi « Panne d'eau », « Panne de clopes » ne font pas un pli contre lui. Parlez lui de votre souci il énoncera une formule du bout des lèvres et comme la plupart du temps on ne le comprend pas du premier coup il la redira. C'est alors que vous comprenez qu'il s'agit du don en argent à offrir à l'esprit pour qu'il s'en aille provisoirement car soyez en sûr, il reviendra.

II – Les esprits « Panne » de rang deux.

Ces esprits demandent quelques compétences particulières pour être contrés. Il n'est cependant pas inutile de respirer un grand coup, de garder votre sang froid et de réfléchir également dans ces cas-là.

II.1 « Panne disque dur »

Bien que le traitement contre cet esprit a été décrit dans le premier chapitre, l'auteur vous rappelle simplement qu'il ne fera pas long feu contre un « *mount -a* » ou un « *mount /mnt/data* » en mode root. Ce traitement est également valable pour le PC « Agouti »

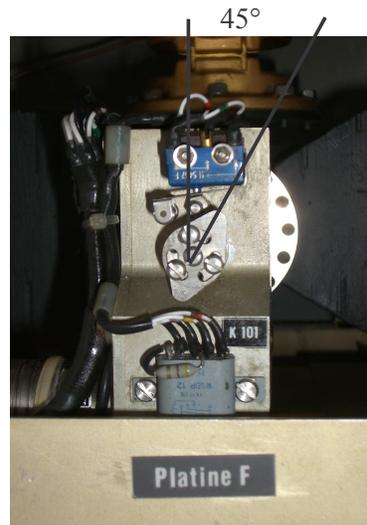
II.2 « Panne Internet » ou « Panne Inmarsat »

L'idée c'est que l'antenne Inmarsat reçoit en général un signal tout pourri. Là deux solutions : soit « Panne Internet » a frappé et il vous faut sortir de la cabine pour soit éteindre et rallumer l'antenne, soit faire sortir l'esprit de l'antenne en la réglant (à deux c'est plus simple), ou alors « Panne Inmarsat » vous a atteint (un « no subscriber » s'affiche) et dans ce cas on dit un truc du genre « chef ? Il faut recharger la carte Inmarsat... ». En théorie il sait quoi faire. Le chef, il est trop fort, c'est pour ça que c'est le chef (sinon cf. « Panne pénurie »).

II.3 « Panne CAF »

Lorsque l'esprit « Panne CAF » intervient *i.e.* lorsque la LED CAF vire au rouge, c'est qu'il est temps de prendre votre courage à deux mains et de sortir pour intervenir directement sur le RONSARD ou alors d'appeler la Caisse d'alloc la plus proche de votre logement. Pour ce faire, il faut positionner le radar de façon à pouvoir accéder au boîtier CAF. Il vous suffit de lancer la séquence « *xcoffret-émetteur* », de mettre les freins et mettre l'antenne sur position arrêt. Avant de sortir, vérifiez tout de même que l'émetteur

ne fonctionne pas. Une fois sur le radar, arrangez-vous pour accéder au coffret émetteur (avec un échafaudage de préférence) et réalisez l'opération suivante : ouvrez le coffret émetteur et, à l'aide de la pile de secours que vous aurez pris le soin de prendre avec vous, positionnez le CAF avec un angle de 45° (« nord-est ») par rapport à la verticale. La manip est simple, elle consiste à enlever le fil qui alimente le CAF, de faire comme sur la photo ci-dessous et de ne pas oublier de le remettre. Attention, en cas d'averse, il est hors de question d'intervenir sur le CAF et plus généralement sur le radar si vous ne voulez pas terminer comme les termites.



II.4 « Panne IA »

Cet esprit n'est pas vraiment du même acabit que ses confrères car il n'est pas solvable... En effet par moment, sur l'écran de contrôle du PC « Ronsard », il semble que le signal soit nettement détérioré puis d'un seul coup tout redevient normal. Cet étrange phénomène est du fait de « Panne IA ». Seul le fait de quitter le logiciel d'acquisition puis de le relancer et la patience permet de lutter contre lui de manière efficace au risque d'invoquer bon nombre de ses camarades.

II.5 « Panne blocage PC »

Il y a deux méthodes pour contrer ce triste sort. La première est radicale mais temporaire. La seconde demande de la réflexion est peut être définitive.

Le radariste profane peut rebooter le PC en premier lieu (simple, efficace, direct) mais sachez le en faisant cela vous ne ferez que retarder la triste échéance qui en appelle au retour de « Panne blocage PC ». La seconde solution consiste à comprendre pourquoi il attaque « Ronsard ». Deux principales voies de libération ont été découvertes pour le renvoyer dans son monde. La première consiste à refroidir la carte d'acquisition du PC en baissant la climatisation et en éloignant la tour du PC du coin où elle étouffe. La seconde consiste à changer sa tour par celle de secours qui est sa réplique parfaite.

II.6 « Panne blocage RONSARD »

Cet esprit vous frappera systématiquement si vous manquez de réflexe durant une attaque de « Panne blocage PC ». En effet, l'antenne étant alors livrée à elle-même elle se bloque alors en gisement. Pour vous défaire de ce traquenard, deux voies s'offrent à vous : la méthode manuelle ou la méthode manuelle.

Pour la méthode manuelle ça se passe sur la console de pilotage de ronsard. Une fois l'émetteur éteint, les freins tirés et le mouvement de l'antenne sur arrêt, il vous faut passer en mode secours en appuyant sur le bouton correspondant (méfiez vous des diodes elles sont montées à l'envers). Assurez vous alors que l'interrupteur en haut à gauche sur la console soit sur G. Si l'antenne a bloqué vers les gisements positifs (réciproquement négatifs) tournez le potentiomètre TENSION vers le « - » (réciproquement « + »), libérez le frein gisement et le mouvement de l'antenne jusqu'à ce que l'antenne retrouve sa position de gisement nul. Coupez le mode secours et reprenez vos activités.

Pour la méthode manuelle ça se passe dehors dans le coffret situé à la base de l'antenne coté Nord. Une fois ouvert vous avez accès à un interrupteur équivalent à celui de la console (S, frein ou G). Libérez cet interrupteur dans la position G et échauffez vous. Il vous reste alors à faire pivoter (avec vos petit bras) l'antenne jusqu'à qu'elle soit libre (voyant éteint sur la console).

II.7 « Panne Azote »

Lorsque l'esprit "panne Azote" pointe le bout de son nez, deux situations bien différentes se présentent à vous : s'il reste de l'azote, il suffit de remplacer la bouteille usagée par une neuve ; dans la configuration dramatique, c'est-à-dire celle où les bouteilles sont toutes épuisées, il ne vous reste plus qu'à prévenir la France de votre besoin urgent en azote et de prendre votre mal en patience. En gros, le temps d'attente peut dépendre de la réactivité de vos homologues sur le territoire français, du voyage France-Cotonou, des autorités locales béninoises mais aussi du long trajet semé d'embûches qui sépare Cotonou de Djougou. En tout cas, sachez-le, un des maîtres mots du bon déroulement de votre mission sur le Ronsard est l'anticipation car très peu de problèmes techniques peuvent être résolus sur place. Les béninois sont certes très bons en bricolage et mécanique mais eux aussi ne savent pas construire les fusibles à partir de simples piles et fils de fer.

III – Les esprits « Panne » de rang trois.

Ces esprits demandent l'intervention d'un sorcier qualifié dans les esprits « Panne » ; la région en abonde donc soyez rassurés. Aucun de ces esprits n'a pu un jour être contré par un radariste profane mais il est dit qu'un jour un yovhou s'élèvera parmi ses semblables pour faire marcher la machine à mesurer la pluie; peut être êtes vous cet élu... qui sait.

III.1 « Panne Groupe électrogène »

Le groupe électrogène peut se montrer très vicieux et de nombreuses pannes d'ordre mécanique peuvent survenir lors de son utilisation. Il peut à la fois s'agir de fuites (huile, gasoil) ou bien de rupture de courroie et bien d'autres problèmes encore. Dans ces moments-là, seule une personne de confiance et compétente a le pouvoir de remettre sur pieds notre bon vieux groupe. Il s'agit du sorcier Lambert, incroyable magicien que l'on peut trouver à l'hôpital de Djougou. Une chose est certaine, cet homme est un champion de la récupération et un mécano hors pair.

Une des erreurs qu'il faut surtout éviter est la panne sèche du groupe électrogène. Aucun

« diéséliste » ne se trouvant dans les parages, il sera difficile de réussir à réamorcer le système. Il serait légèrement déplacé de demander à Lambert de faire 15 à 20 km pour simplement redémarrer un groupe.

III.2 « Panne pénurie »

En gros, quand il vous frappe c'est déjà la fin des margouillats... Soyez brave et patient car seuls les grands sorciers venus de France ou presque peuvent vous venir en aide. On dit de ces sorciers qu'ils sont tellement puissants que « Panne pénurie » les déteste par-dessus tout. Cela dit, à force d'expérience son pouvoir s'est accru et il n'est pas dit qu'un jour ou l'autre il finira par les vaincre...

Remerciements :

L'auteur ne saurait abandonner le radariste ronsardien confirmé que vous êtes sans adresser quelques remerciements aux quelques maîtres radaristes qui l'ont initié à cet art ancien. Il adresse ainsi une pensée à Lucas et Paul les braves, Christophe le grand ours des plaines et Yvon le maître.

Enfin, Nathalie, Laurence et Sébastien (en particulier) certes jeunes padawan radaristes ne peuvent être oubliés pour les nombreuses corrections qu'ils ont apportées à cet ouvrage ainsi qu'Anderson pour nous avoir prêté ses mains.

Merci à tous.

Nabil Lamrani

PhD THESIS:

Dynamics and Microphysics of West African Convective Systems : A Polarimetric Doppler radar Squall line analysis

ABSTRACT:

During the AMMA international project, aimed to observe the variability of the West African Monsoon, the C-band polarimetric Doppler radar RONSARD and a bistatic receiver have been deployed in northern Benin during summer 2006 in order to document dynamics and microphysics of monsoon-related convective systems.

The preparation phase of this campaign gave us an opportunity to examine and to propose a solution to the problem involved in a monostatic-bistatic Doppler radar network: the sidelobe contamination of bistatic measurements by the monostatic radar antenna gain. This solution based on variational analysis, proposes an alternative solution to the forced rejection of bistatic Doppler data so far considered. Tests with synthetic and real data are performed and this method allow us to use the complete sampled dataset in order to retrieve 3D wind fields on more important domains, using classical dual-Doppler methods.

During the campaign, the bistatic receiver did not work and only the RONSARD radar provided exploitable measurements on northern Benin. In particular, the RONSARD data collected within the 28th July 2006 squall line were used to document the dynamics and microphysics at convective scale and mesoscale in this study. Dynamics, comparable to those from previous studies, and hydrometeor distribution allow us to better understand the microphysical processes involved in different regions of interest. Microphysical retrievals are consistent with the airflow description showing an evident hydrometeor organization in the liquid phase with light, moderate and heavy rain in the convective part, and light to moderate rain in the stratiform rain. Near the 0° C isotherm, a melting layer of wet snow could be identified. In the convective region, graupel-hail mixture was found to be embedded in an overall region of dry snow and ice crystal. Melting of solid particles and coalescence of lighter rain particles could contribute to the moderate rain reinforcement of the precipitations. At mesoscale, a composite analysis shows that moderate rain was strongly correlated with the presence of graupel-hail mixture aloft and highlights the role played by evaporation under the trailing stratiform region.

KEYWORDS:

African monsoon, AMMA, Bistatic receiver, Dynamics, Polarimetric Doppler radar, Microphysics, Squall line

AUTEUR :

Nabil LAMRANI

TITRE :

Dynamique et microphysique des systèmes convectifs de l'Afrique de l'Ouest : Une analyse d'une ligne de grains par radar Doppler polarimétrique

DIRECTEUR et CO-DIRECTEUR DE THESE :

Michel CHONG et Frank ROUX

LIEU ET DATE DE SOUTENANCE :

Observatoire Midi-Pyrénées, le 07/11/2008

RESUME :

Dans le cadre du projet international AMMA, visant à documenter la variabilité de la Mousson Africaine de l'Ouest (MAO), le radar polarimétrique Doppler en bande-C, RONSARD, ainsi qu'un récepteur bistatique Doppler ont été déployés dans le nord du Bénin durant l'été 2006 pour appréhender la dynamique et la microphysique des systèmes convectifs caractéristiques de la Mousson.

La phase de préparation de cette campagne a été l'occasion de proposer une solution au problème posé par un réseau de radar Doppler monostatique-bistatique : la contamination des données bistatiques par les lobes secondaires de la fonction d'antenne du radar monostatique. Cette solution basée sur l'analyse variationnelle permet de s'affranchir du rejet systématique de données bistatiques contaminées, pratiqué jusqu'alors. Testée avec des données synthétiques, puis réelles, cette méthode permet d'utiliser l'ensemble des données échantillonnées et donc d'assurer des restitutions 3D de champs de vent sur des domaines plus importants avec des méthodes Dual-Doppler classiques.

Durant la campagne, le récepteur bistatique n'a pas fonctionné, et, seul le radar RONSARD a assuré une acquisition de mesures exploitables sur le nord du Bénin. Aussi, l'étude de la ligne de grains du 28 juillet 2006, qui fait suite à la phase expérimentale, sera principalement basée sur ces données. La dynamique et la microphysique de ce système ont pu être détaillées à l'échelle convective et à la mésoéchelle. Sa dynamique, comparable à des études antérieures sur le même thème, nous a permis en la comparant à sa distribution particulière de mieux comprendre les processus microphysiques mis en jeu dans les différentes régions d'intérêt. Les restitutions microphysiques sont cohérentes avec les descriptions de la dynamique du système avec une évidente organisation des classes d'hydrométéores de la phase liquide en pluie fine, modérée et forte dans la partie convective, et en pluie fine à modérée dans la partie stratiforme. A proximité de l'isotherme 0°C, une couche de mélange composée de neige mouillée a été identifiée. Concernant la région convective, la phase solide nous a montré une structure mixte de neige roulée et de grêle, piégée dans un environnement de cristaux de glace et de neige sèche. La fonte des particules solides et la coalescence de particules fines de pluie contribuent au renforcement des précipitations en pluie moyenne. A la mésoéchelle, l'analyse composite a fait apparaître le lien entre les panaches de mélange de neige roulée et de grêle avec le renforcement de la pluie moyenne ainsi que le rôle joué par l'évaporation sous la partie stratiforme de la ligne de grains.

TITRE et RESUME en anglais au recto de la dernière page**MOTS-CLES :**

AMMA, Mousson Africaine, Récepteur bistatique, Radar Doppler polarimétrique, Dynamique, Microphysique, Ligne de grains