



HAL
open science

**Etude des pluies intenses dans la region
Cévennes-Vivarais à l'aide du radar volumique.
Regionalisation des traitements radar et analyse
granulométrique des pluies au sol.**

Benoit Chapon

► **To cite this version:**

Benoit Chapon. Etude des pluies intenses dans la region Cévennes-Vivarais à l'aide du radar volumique. Regionalisation des traitements radar et analyse granulométrique des pluies au sol.. Hydrologie. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2006. Français. NNT: . tel-00275236

HAL Id: tel-00275236

<https://theses.hal.science/tel-00275236>

Submitted on 22 Apr 2008

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

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

UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

N° attribué par la bibliothèque

/ / / / / / / / / / / / / / /

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

Spécialité : ***Océan, Atmosphère, Hydrologie***

préparée au *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement*
(LTHE, UMR 5564, CNRS-INPG-IRD-UJF)

dans le cadre de l'Ecole Doctorale « ***Terre, Univers, Environnement*** »

présentée et soutenue publiquement

par

Benoît CHAPON

le 14 décembre 2006

**Etude des pluies intenses dans la région Cévennes-Vivarais à l'aide du radar
météorologique. Régionalisation des traitements radar et analyse
granulométrique des pluies au sol.**

Directeurs de thèse

Guy DELRIEU
Marielle GOSSET

JURY

M. Charles OBLED	Professeur INPG, Grenoble	Président
M. Remko UIJLENHOET	Professeur associé, Wageningen (Pays-Bas)	Rapporteur
M. Jacques PARENT DU CHÂTELET	Ingénieur de recherche, Météo-France	Rapporteur
M. Rafael SANCHEZ-DIEZMA	Ingénieur de recherche UPC, Barcelone (Espagne)	Examineur
M. Guy DELRIEU	Directeur de recherche, CNRS, Grenoble	Directeur de thèse
Mme. Marielle GOSSET	Chargée de recherche, IRD, Grenoble	Co-encadrante

Remerciements

Il m'est permis, dans ces quelques lignes, de remercier toutes les personnes m'ayant aidé pendant ces trois années. Qu'elles y trouvent ici toute l'expression de ma gratitude.

Premièrement je tiens à faire remarquer la qualité du jury tant sur le plan scientifique que sur le plan humain et sans les remarques desquels je n'aurais pas aboutis. Je remercie donc :

Charles Obled, professeur à l'Institut National Polytechnique de Grenoble, a accepté d'examiner et de présider cette thèse avec toute la perspicacité scientifique qui le caractérise. Pour cela et pour l'enseignement qu'il m'a fait partager je le remercie. **Remko Uijlenhoet**, professeur associé à l'Université de Wageningen (Pays-Bas) a accepté d'être rapporteur de cette thèse. Je le remercie pour le regard critique et les qualités scientifiques indéniables qu'il a portées sur mon travail. **Jacques Parent du châtellet**, ingénieur de recherche à Météo-France a rapporté cette thèse avec le regard avisé d'un spécialiste de la mesure opérationnelle et de la recherche en hydrologie radar. Pour cela je le remercie. **Rafael Sanchez-Diezma**, ingénieur de recherche à l'Université Polytechnique de Catalogne a été examinateur de cette thèse. Il a accepté de lire et d'assister à la soutenance en français. La pertinence de ses remarques ont été grandement appréciées. **Guy Delrieu** et **Marielle Gosset** respectivement, directeur de recherche au CNRS et chargée de recherche à l'IRD, ont suivi ce travail pendant ces 3 années malgré les multiples projets tant scientifiques qu'administratifs qu'ils managent.

Au-delà du jury c'est toute l'équipe hydrologie radar du LTHE que je tiens à saluer et à remercier, John Nicol, Pierre-Emmanuel Kirstetter et Alexis Berne et un remerciement spécial à Brice Boudevilain, dit « Monsieur OHMCV ».

Dans l'ensemble je salue le personnel du LTHE, et en particulier les thésards du laboratoire sans lesquels une vie sociale et scientifique ne pourrait régner. Nominativement j'adresse une pensée aux camarades de thèse qui ont apporté une touche amicale importante : Nicolas Roche le roi du plafond suspendu, Alexandre Hauet le roi du bol de vin, ainsi que Guillaume Fourquet le roi du lancé de boulette de papier. Je remercie également les incontournables Christophe Lavaysse concierge à l'OMS, Theo Vishel champion des dialogues de film, Matthieu Lelay post-doc mais papa avant tout. Je n'oublie pas tous les autres thésards anciens, actuels ou en devenir. Merci au Grupo Paquita également, le plus grand groupe de Salsa "gratuit" de grenoble!!!

Je remercie également ma famille pour leur soutien et pour avoir traversé la frontière naturelle du Rhône (ou de la Belgique) afin d'assister à la soutenance.

Et évidemment Julie, que je remercie pour son soutien, notamment dans les derniers mois, et pour tout ce qu'elle m'apporte, chaque jour.

A notre petite Emma.

Abstract

Study of intense Mediterranean precipitations in the Cévennes-Vivarais region : regionalization of weather radar data processing and characterization of the drop size distribution at ground level

The quantitative interpretation of the weather radar signal in terms of rainfall is complex since it depends (i) on the rainfall variability at all scales (scales of the raindrops, of the radar resolution volume and of the precipitating system itself), (ii) on the radar detection domain, constrained by the surrounding relief and the vertical development of precipitations, and (iii) on the parameters and operating protocol of the radar system(s) employed. A pronounced relief obviously adds complexity to the radar quantitative precipitation estimation (QPE) problem by reducing the visibility and increasing environmental noise.

We have addressed part of these problems in the present thesis with the development of an automated rainfall typing procedure into convective and stratiform regions based on the use of 3D weather radar data. First, we have shown the strong influence of the radar sampling properties for two algorithms already proposed in the literature by Steiner et al. (1995) and Sanchez-Diezma et al. (2000) for the detection of convective and stratiform precipitation, respectively. This problem was partially overcome by a decision tree and a coupling of the rain typing and the vertical profile of reflectivity (VPR) identification. The final algorithm is shown to significantly improve the rain-typing at long ranges (e.g., greater than 60 km).

On the other hand, we have conducted an experiment in Alès during the autumn 2004 to document the Cévennes drop size distributions (DSD) at ground level by using an optical disdrometer. We have first implemented various methods to establish the reflectivity - rain rate relationship (Z-R relationship). Their respective merits were assessed through a self-consistency procedure based on DSD data alone. Then we have studied the seasonal, inter-storm and inner-storm variability of the Z-R relationship and shown the major influence of the inner-storm variability. Finally, we have performed a preliminary study of the link between the 3D radar data and the ground-based DSD data through a comparison of DSD-based and radar-based rain typing.

The significant (though modest) benefit of the proposed rain-typing algorithm and Z-R relationships was established for the Bollène-2002 dataset. This work contributes to the development of the LTHE radar QPE software called TRADHy.

Table des matières

Remerciements	i
Abstract	iii
Introduction générale	1
I Présentation de la région d'étude et rappels généraux.	3
1 La région Cévennes-Vivarais et l'OHMCV	5
1.1 La région Cévennes-Vivarais(CV)	5
1.1.1 Situation	5
1.1.2 les pluies intenses et les crues	6
1.2 Mécanismes météorologiques	7
1.2.1 L'évènement Cévenol	7
1.2.2 La convection	8
1.2.3 Différences Convectif-Stratiforme	11
1.3 L'OHMCV : carte d'identité	11
1.3.1 Objectif	11
1.3.2 L'instrumentation opérationnelle	12
1.4 L'hydrologie radar : Expérimentation Bollène 2002	12
1.4.1 La base de données	14
1.5 Introduction aux travaux de ce mémoire	17
2 Rappels de définitions sur la mesure météorologique par radar	19
2.1 Principe général de la mesure	19
2.2 Volume de résolution	20
2.2.1 Distribution d'énergie dans le faisceau	21
2.2.2 La fonction de pondération angulaire	21
2.2.3 La fonction de pondération radiale	23
2.2.4 le volume de résolution analytiquement :	23
2.3 Equation radar	24
2.3.1 Equation pour une cible ponctuelle	24
2.3.2 Equation pour des cibles ponctuelles réparties dans un volume	24
2.4 Modèles de diffusion	25

2.5	Intensité de pluie et réflectivité.	26
2.5.1	Intensité de pluie	26
2.5.2	Réflectivité	26
2.6	Interactions ondes électromagnétiques-relief	27
2.7	Profil Vertical de Réflectivité (PVR)	29
2.7.1	Définitions	29
2.7.2	Correction du PVR	30
3	Rappels théoriques sur l'analyse de la granulométrie des pluies	31
3.1	DSD expérimentale	31
3.2	Les grandeurs caractéristiques de la DSD.	32
3.2.1	Les moments simples et pondérés de la DSD.	32
3.3	Modélisation de la DSD.	35
3.3.1	Le calage de la DSD à l'aide des moments	35
3.3.2	Réécriture du modèle gamma en fonction du nombre de concentration. . .	36
3.3.3	La loi d'échelle : méthode du simple moment	37
3.3.4	Principe d'auto-consistance	38
3.3.5	Calage du modèle de DSD suivant la loi d'échelle : Estimation de α et β .	38
3.3.6	Seconde étape : Ajustement de la fonction $g(\frac{D}{R^\beta})$	39
3.4	Détermination de la loi Z-R	40
4	Principe des Traitements Régionalisés et Adaptatifs de Données radar pour l'Hydrologie (TRADHy)	41
4.1	Descriptifs des traitements radar de l'OHMCV	41
4.1.1	Stabilité de la mesure radar	42
4.1.2	Détermination du domaine de détection	42
4.1.3	Interpolation des mesures dans les zones d'échos fixes	45
4.1.4	Estimation de la réflectivité au sol	48
4.2	Evaluation de la qualité des estimations radar	50
4.2.1	La stratégie radar opérationnelle	50
4.2.2	Les différentes stratégies de calcul	53
II	Variabilité de la structure verticale des précipitations cévenoles.	55
5	Détermination radar des types de pluies	57
5.1	Le radar volumique de Bollène	58
5.2	Les différents types de pluies	63
5.2.1	Les zones convectives	63
5.2.2	Les zones stratiformes à bande brillante	63
5.3	Détection de la bande brillante : algorithme de Sanchez-Diezma et al. (2000) . . .	66
5.3.1	Influence du protocole de balayage sur la détection de la bande brillante .	68
5.4	Algorithme de détection des zones convectives	69
5.4.1	L'algorithme de Steiner et al. (1995)	69

5.5	Chaîne décisionnelle : algorithme de séparation volumique (ASV) première étape	73
5.5.1	Principe	73
5.5.2	Résultats de séparation	78
5.5.3	Analyse des PVR apparents par type de pluie	79
5.6	Extension de la séparation par identification : deuxième étape	83
5.6.1	Résultats de la séparation sur d'autres cas	86
5.6.2	Organigramme de l'algorithme	90
6	Apport de la séparation des types de pluie pour l'estimation des lames d'eau radar	91
6.1	Stratégies de traitement	91
6.2	Réseau pluviométrique de référence	92
6.3	Analyse des PVR relatifs aux cinq évènements de l'automne 2002	93
6.4	Résultats	97
6.4.1	Résultats pour l'automne 2002	97
6.4.2	Résultats événement par événement	98
6.4.3	Le 21 octobre 2002	100
6.4.4	Résultats à grandes distances	101
6.4.5	Détail sur le 10-12 décembre	104
6.4.6	Conclusions	105
III	Variabilité de la granulométrie des pluies et des relations Z-R associées	107
7	Expérimentation granulométrique Alès 2004	109
7.1	Introduction	109
7.2	Problématiques et questions	110
7.3	Rappel bibliographique.	110
7.4	Expérimentation granulométrique à Alès (2004)	112
7.4.1	Principe	112
7.4.2	Localisation du site de mesure et visibilité hydrologique des radars	114
7.4.3	La base de données :	115
7.5	Descriptif des cinq évènements mesurés à Alès.	115
8	Résultats de l'expérimentation granulométrique	121
8.1	Validation de la mesure disdrométrique	122
8.1.1	Validation à l'aide du pluviomètre	122
8.1.2	Validation à l'aide du radar	124
8.2	Sensibilité de la relation Z-R à son mode d'estimation	130
8.2.1	Estimation de la relation Z-R après calage d'un modèle $N(D,R)$	130
8.2.2	Relation Z-R par estimation directe à partir des spectres	136
8.2.3	Test d'auto-consistance des traitements granulométriques.	140
8.3	Analyse de la variabilité inter-événementielle de la granulométrie.	144

8.3.1	Variabilité inter-événementielle.	144
8.4	Variabilité intra-événementielle.	148
8.4.1	Descriptif de l'événement.	148
8.4.2	Analyse des moments de la DSD	149
8.4.3	Comparaison structure verticale du nuage/hyétogramme.	155
8.4.4	Application de l'algorithme ASV	158
8.4.5	Rapprochement granulométrie/mesure du radar de Bollène	159
8.5	Conclusion	161
9	Optimisation des traitements Réflectivité/Pluie et résultat du Traitement TRADHy DYN4	165
9.1	Episode des 27 et 28 octobre 2004	166
9.1.1	Choix du domaine de simulation	166
9.1.2	Résultats de reconstitution de lame d'eau disdrométrique	166
9.2	Application de relations Z-R issues de la granulométrie pour l'estimation des précipitations de l'expérimentation Bollène 2002	168
9.3	Conclusion	170
10	Conclusions et perspectives	171
10.1	Conclusions	171
10.2	Perspectives :	173
	Bibliographie	174
A	Développement de l'équation radar pour un volume de cibles ponctuelles.	181
B	Coupe radar verticale de l'évènement du 27 et 28 Octobre 2004 au dessus de Alés	183

Introduction générale

La problématique de l'estimation des pluies à l'échelle régionale est l'une des questions scientifiques majeures de l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais (OHMCV). Différentes approches sont proposées et notamment l'utilisation quantitative de l'imagerie radar.

Basée sur le traitement d'une mesure électro-magnétique, cette estimation de la pluie par radar est soumise à différents problèmes que nous aborderons dans ce mémoire.

Nous nous intéresserons particulièrement ici à la caractérisation de l'hétérogénéité horizontale et verticale des pluies, liée en particulier à divers processus météorologiques qu'il semble important de prendre en compte pour l'amélioration des produits hydrologiques déduits du radar.

Nous avons développé un algorithme de séparation automatique des types de pluie (convective, stratiforme, transition..) s'appuyant sur l'imagerie radar volumique. Nous en avons évalué l'apport dans le cadre du logiciel TRADHy (Traitements Régionalisés et Adaptatifs aux Données radar pour l'Hydrologie) en cours de développement au LTHE. Ce travail s'est appuyé sur les données radar volumiques collectées au cours de l'expérimentation Bollène 2002.

Nous traiterons également de la variabilité de la pluie à des échelles beaucoup plus fines (m^3 , minute). La connaissance de la granulométrie des pluies est en effet essentielle pour la détermination des relations entre les observables radar (en particulier la réflectivité) et la variable d'intérêt pour l'hydrologie (l'intensité de pluie). Nous avons initié dans cette thèse la mise en œuvre et l'exploitation de mesures de granulométrie des pluies cévenoles à Alès en 2004 ; observations qu'il importera de pérenniser. Enfin nous recouperons ces deux études de la variabilité de la pluie pour proposer un traitement radar adaptatif aux types de pluie.

Ce mémoire se compose de 10 chapitres :

Dans une première partie :

- Nous ferons une introduction sur la région Cévennes-Vivarais et sur L'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais (OHMCV) (chapitre 1).
- Puis nous ferons un bref rappel sur la mesure radar (chapitre 2).
- Ensuite nous ferons un rappel théorique sur l'analyse granulométrique des pluies (chapitre 3).

- Enfin nous présenterons un descriptif des différents logiciels de traitements de la donnée radar, TRADHy, développés au LTHE (chapitre 4).

Une deuxième partie sera consacrée à la détections des types de pluies à l'aide du radar avec :

- Une partie où nous présenterons l'algorithme de séparation des types de pluie à l'aide de la mesure radar (chapitre 5).
- L'évaluation des stratégies radar en comparaison avec les mesures pluviométriques au sol (chapitre 6).

Une troisième partie sera dédiée à l'expérimentation granulométrique Alès 2004 dont :

- une présentation de l'expérimentation granulométrique mise en place à l'Ecole des Mines d'Alès (chapitre 7).
- La présentation des résultats de l'analyse granulométrique à différents pas de temps (chapitre 8).
- Puis nous utiliserons les résultats en relation Z-R de l'analyse granulométrique pour la reconstitution de la pluie à partir des mesures du radar météorologique en recoupant avec les résultats de la seconde partie (chapitre 9).
- le dixième chapitre nous conduira à conclure sur ces travaux et à proposer un ensemble de perspectives pour ce travail.

Première partie

Présentation de la région d'étude et rappels généraux.

Chapitre 1

La région Cévennes-Vivarais et l'OHMCV

Sommaire

1.1 La région Cévennes-Vivarais(CV)	5
1.1.1 Situation	5
1.1.2 les pluies intenses et les crues	6
1.2 Mécanismes météorologiques	7
1.2.1 L'évènement Cévenol	7
1.2.2 La convection	8
1.2.3 Différences Convectif-Stratiforme	11
1.3 L'OHMCV : carte d'identité	11
1.3.1 Objectif	11
1.3.2 L'instrumentation opérationnelle	12
1.4 L'hydrologie radar : Expérimentation Bollène 2002	12
1.4.1 La base de données	14
1.5 Introduction aux travaux de ce mémoire	17

1.1 La région Cévennes-Vivarais(CV)

1.1.1 Situation

La région Cévennes-Vivarais, telle qu'elle est délimitée pour l'OHMCV, s'étend sur la rive droite du Rhône, de la haute Ardèche jusqu'à la mer Méditerranée. Sa topographie est marquée par le relief moyennement élevé des contreforts du Massif Central. Son point le plus haut est le mont Mezenc à 1730m et son point le plus bas est la côte de la mer Méditerranée. Son réseau hydrographique est relativement dense. Nous comptons sept affluents du Rhône principaux, en terme de bassin versant drainé, et répartis du nord au sud dans l'ordre suivant : la Cance, le Doux, l'Eyrieux, l'Ardèche, la Cèze, le Gardon, le Vidourle. Chacun de ces cours d'eau a connu, dans son passé, des évènements de crues fortes, causées par des pluies intenses.

La région est soumise régulièrement à des pluies extrêmes (plusieurs centaines de mm de pluie en quelques heures), provoquant, par son relief et son sous-sol, des crues, dites "crues-éclair",

dévastatrices. Nous retrouvons sur la figure 1.1 une carte des délimitations de cette région à travers une fenêtre de 160x210 km².

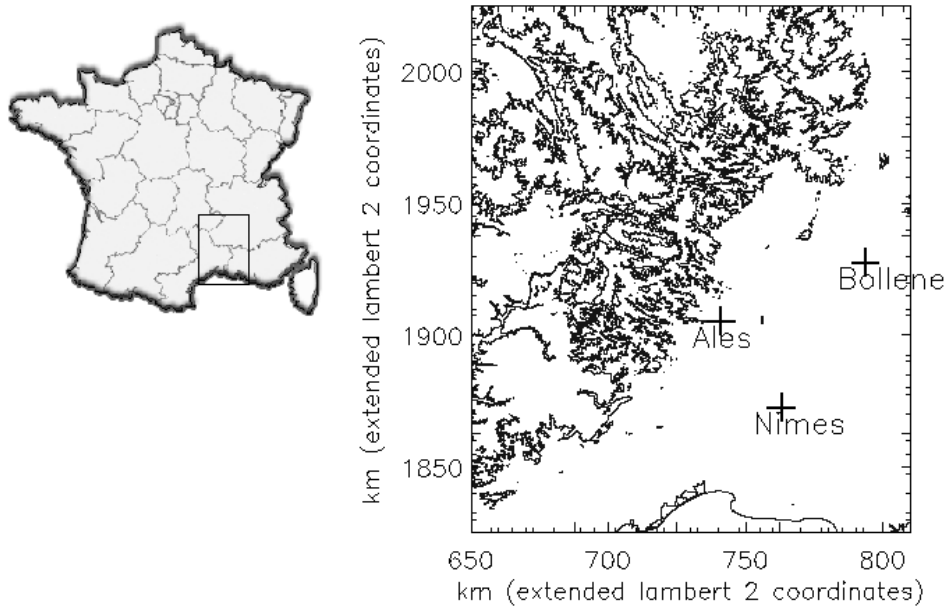


FIG. 1.1 – Fenêtre OHMCV

1.1.2 les pluies intenses et les crues

Le 10 septembre 2002, le quotidien “le Midi Libre” publiait en première page un titre des plus explicite sur la crue catastrophique qui a touché le département du Gard (figure 1.2). Elle a fait 23 victimes, et reste la crue ayant provoqué le plus gros coût matériel : près de 1 million d’euros de dégâts.

On compte dans l’histoire de la région de nombreuses périodes de pluies intenses et de crues. Certaines sont dites historiques comme l’évènement des 20 et 21 septembre 1890 sur les départements du Gard et de la Lozère déversant, au pied du massif de l’Aigoual, 828 mm d’eau en 24 heures. D’autres plus proches de nous comme la crue de l’Ouvèze en 1992 à Vaison-la-Romaine ou celle de Nîmes en 1988 ont été très médiatisées et ont fait respectivement 31 et 36 victimes. Plus au nord de la région, reste dans les mémoires la crue du Doux du 3 Août 1963 à Tournon sur Rhône.

Bien que les régions les plus propices pour ces pluies intenses restent les Cévennes, l’histoire nous a démontré que le Vivarais n’est pas à l’abri.

Ces dégâts humains et matériels ont incité les autorités en mettre en oeuvre une politique de prévention, avec la construction de digues, la mise en oeuvre du plan de prévention des risques et surtout l’appui à une recherche en amont sur la prévision des systèmes intenses et des crues associées. C’est dans ce cadre qu’a été promu l’Observatoire Hydrométéorologique

Méditerranéen Cévennes Vivarais OHMCV et que se situent les travaux de cette thèse. Ceux-ci ont pour objet l'observation par radar météorologique et surtout l'estimation quantitative des précipitations associées aux événements météorologiques cévenols intenses, que nous allons présenter maintenant.



FIG. 1.2 – Extrait du quotidien “le Midi Libre”, le 10 septembre 2002. Un jour après les inondations catastrophiques du Gard

1.2 Mécanismes météorologiques

1.2.1 L'évènement Cévenol

Le terme d'évènement “**Cévenol**” est utilisé assez couramment actuellement pour différents types d'intempéries dans le sud-est de la France. Mais par définition ce terme décrit un mécanisme météorologique précis.

Il est appelé évènement Cévenol, les pluies provenant de l'entrée sur le continent de masses d'air méditerranéennes chaudes et humides qui s'élèvent en rencontrant le relief du massif central. Les pluies qui se créent alors sont d'intensités moyennes mais d'une durée de vie longue. C'est l'accumulation d'eau, sur un temps suffisamment long, qui provoque les crues.

Le terme Cévenol est pourtant employé pour des pluies très intenses et de durée de vie courte provoquant des crues rapides (crues éclair). Ces pluies sont dues à des systèmes atmosphériques très instables, provoquant des cellules convectives d'activité intense et très localisées.

Ainsi les pluies du Gard en 2002 ne proviennent pas d'un phénomène Cévenol au sens propre du terme, tout comme les pluies de Nîmes 1988 ou Vaison-la-romaine 1992. Mais il est assez courant que ces événements soient reliés à ce terme. Voyons maintenant comment décrire le phénomène de convection provoquant l'apparition de ces cellules de forte activité.

1.2.2 La convection

La convection est le phénomène par lequel une particule d'air s'élève naturellement, parce qu'elle est moins dense que l'air ambiant. Le déclenchement de la convection et le développement des cellules convectives est favorisé ou au contraire inhibé en fonction de l'état de l'atmosphère. Pour expliquer clairement ceci nous allons nous appuyer sur le schéma d'un émagramme provenant de l'ouvrage de Roux (1991). Ce schéma représente en abscisse la température de l'air et en ordonnée l'altitude. Il propose la situation dite "*d'instabilité absolue*", qui est une situation hypothétique mais permettant de bien comprendre le phénomène

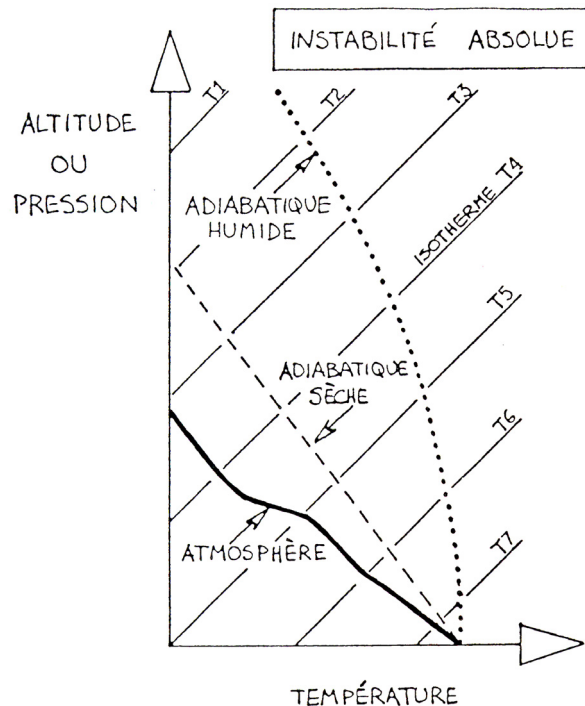


FIG. 1.3 – Situation d'instabilité absolue représentée sur un émagramme d'après Roux (1991)

Description

Le trait noir continu représente l'évolution de la température de l'atmosphère avec l'altitude, et les traits pointillés représentent l'évolution de la température d'une particule d'air s'élevant dans l'atmosphère suivant :

- soit une transformation adiabatique sèche : la vapeur d'eau contenue dans le volume d'air ne se condense pas.
- soit une transformation adiabatique humide : condensation de la vapeur d'eau et donc présence d'une phase liquide dans le volume V_a .

Remarque : une particule d'air étant un très mauvais conducteur thermique, il est supposé qu'elle suit toujours une transformation adiabatique.

Interprétation

Si une particule au sol est déstabilisée vers le haut, elle va suivre une des deux courbes en pointillé, et se retrouver plus chaude que l'air ambiant, et donc moins dense. La force d'Archimède qui s'exerce sur elle, va lui infliger une force appelée flottabilité qui la pousse vers le haut. La particule se déplace alors d'elle-même sous la seule influence de la poussée d'Archimède. Lorsqu'elle sera suffisamment froide pour que la vapeur d'eau qu'elle contient se condense, il y aura apparition d'un nuage qui pourra être précipitant si la quantité d'eau qu'il renferme est suffisante.

Cette situation est extrême car, sous les hypothèses d'un profil de température conforme au schéma 1.3, la moindre perturbation peut provoquer l'apparition de convection. Ceci est un cas d'école et généralement les instabilités se traduisent sur l'émagramme par une situation présentée sur la figure 1.4.

Il faut alors que les particules d'air subissent une ascension suffisante jusqu'au niveau de convection naturelle pour ensuite entrer en mouvement.

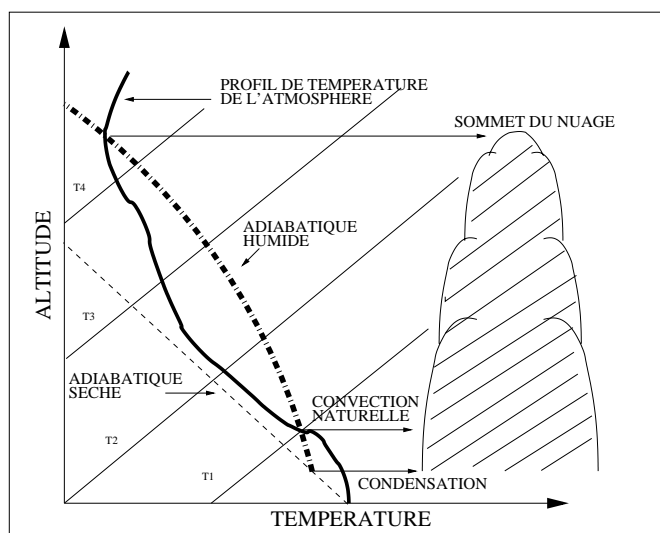


FIG. 1.4 – Schéma d'un émagramme présentant une situation dite 'd'instabilité conditionnelle'

Les phénomènes de déstabilisation sont généralement dus à l'orographie (dans les cas des Cévennes ce sont les contreforts du Massif Central). Cette situation est appelée "*instabilité conditionnelle*".

L'évolution du nuage en altitude, décrite par la figure 1.4, va continuer jusqu'à un niveau où les particules d'air ne seront plus soumises à la poussée d'Archimède. C'est à dire à un niveau où l'air ambiant sera plus chaud que la particule. Cette remontée de la température de l'air ambiant s'appelle zone d'inversion, elle peut se produire à n'importe quelle altitude, mais elle est caractéristique du passage de la tropopause (sommet de la troposphère). Les cellules ne s'élèvent donc pas au delà de la limite de la troposphère, ou alors très peu (les effets inertiels peuvent faire monter les nuages un peu au-dessus du niveau d'inversion de température).

Dans le nuage

A l'intérieur des cellules convectives les brassages sont nombreux dus aux forts courants ascendants et descendants qui se créent. Le mouvement des gouttes est fort ce qui provoque des distributions des diamètres de gouttes caractéristiques de ces pluies. Celle-ci est relativement homogène dans la partie la plus basse du nuage. Nous verrons lors de la description des cellules convectives d'un point de vue radariste, au chapitre 3, que cette homogénéité permet la détection des cellules.

Lorsque la convection est intense et que le nuage s'élève jusqu'à la tropopause ces cellules convectives prennent une forme caractéristique dite d'enclume. La photo 1.5, provenant de la base de données de Météo-France, montre l'allure d'un nuage en forme d'enclume.



FIG. 1.5 – Photo d'un nuage en forme d'enclume (source Météo-France)

1.2.3 Différences Convectif-Stratiforme

La différence principale entre une situation convective et une situation stratiforme provient de l'intensité des flux verticaux de l'air. Contrairement à la convection qui présente de forts mouvements d'air ascendants, les zones stratiformes ont des brassages moins intenses. Le nuage présente moins de mélange et une stratification de la microphysique des gouttes marquée. La partie supérieure de ces nuages est souvent composée de glace et le bas d'eau liquide. La zone de fusion eau/glace, correspondant à la couche de fusion, trouvant sa limite supérieure au niveau de l'isotherme 0° et sa limite inférieure quelques centaines de mètres plus bas (dépendant de l'évènement), est facilement reconnaissable sur les images radars. C'est le phénomène de bande brillante (cf chapitre 3). Les mécanismes microphysiques pour ces deux situations sont différents. Dans ce mémoire nous nous intéresserons aux situations stratiformes comportant une zone de fusion bien définie.

Rappelons donc les définitions des types de pluies que nous étudierons dans la suite de ce travail :

- **Convectif** : développement d'une cellule caractérisée par un gradient horizontal fort et une continuité verticale causée par les mouvements d'air verticaux intenses.
- **Stratiforme à bande brillante** : nuage comportant une phase de glace bien marquée avec une zone de fusion reconnaissable sur les images radars. La variabilité horizontale de la structure du nuage est faible.
- **Stratiforme** : zone ne faisant pas partie de la convection mais n'ayant pas d'interface eau-glace marquée, où alors mal détectée par les systèmes d'observation.

1.3 L'OHMCV : carte d'identité

1.3.1 Objectif

L'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais (OHMCV) est en activité depuis l'année 2000. En 2001 il est labellisé en tant que service d'observation de l'OSUG (Observatoire des Sciences de l'Univers de Grenoble). Il obtient le label d'Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) en 2002. Il bénéficie alors du soutien de l'OSUG, du Ministère de la Recherche et de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers).

Son objectif principal est d'améliorer compréhension et prévision des pluies intenses et des crues éclairées associées. Pour cela il devient fédérateur entre les services opérationnels de prévision de la Direction Départementale de l'Équipement (DDE), la Direction Régionale de l'Environnement (DIREN), Météo-France, Electricité De France (EDF) et des organismes de recherche français et européens.

Pour des informations détaillées sur l'OHMCV, nous redirigerons le lecteur vers le site internet de l'observatoire : <http://www.lthe.hmg.inpg.fr/OHM-CV/index.php>. Nous développerons dans la suite, les domaines de l'observatoire qui interagissent avec le travail présenté dans ce mémoire.

1.3.2 L'instrumentation opérationnelle

Les services opérationnels partenaires de l'OHMCV mettent à disposition un réseau d'instrumentation assez dense, regroupant des mesures des pluies par pluviomètres et par radars ainsi que des mesures limnimétriques en rivière.

Le réseau de pluviomètres

Le réseau pluviométrique de l'OHMCV comprend des pluviomètres exploités par les DDE07, DDE30, Météo-France et EDF. Le réseau comprend environ 160 pluviomètres à augets dont la mesure est intégrée au pas de temps horaire complétés par 400 pluviomètres quotidiens. La densité de pluviomètres est d'environ un pluviomètre tous les 13 km². Nous retrouvons la répartition spatiale de ces pluviomètres sur la figure 1.6.

Le réseau de radars : réseau ARAMIS

Le réseau ARAMIS de Météo-France nous permet de disposer des mesures de trois radars dans la région Cévennes-Vivarais. Un dans le département du Gard près de Nîmes, un dans le département du Vaucluse près de Bollène, et un dans le département de la Haute-Loire à Sembadel. Les deux premiers fonctionnent en bande S (longueur d'onde d'émission de l'ordre de 10 cm) ils sont peu soumis aux effets de l'atténuation de l'énergie du faisceau par les précipitations. Le troisième fonctionne en bande C (longueur d'onde 5 cm) et donc sensible aux effets d'atténuation. Dans ce mémoire nous nous intéresserons uniquement aux mesures du radar de Bollène que nous mettrons en relation avec les mesures pluviométriques. Celui-ci étant le premier des trois radars à avoir été équipé d'un protocole multi-site en 2002, il est le seul à nous fournir des données volumiques. En 2003 le radar de Nîmes fut, à son tour, équipé d'un protocole volumique. La figure 1.6 représente la situation géographique des trois radars dans la région Cévennes-Vivarais.

Le réseau de jaugeage

Sur la fenêtre OHMCV, nous comptons 41 stations de jaugeages elles aussi exploitées par les services des DDE30 et 07 et par les DIREN Languedoc-Roussillon et Rhône-Alpes. Ces stations de contrôle de débit sont des stations limnimétriques. Elles mesurent donc des hauteurs d'eau, desquelles le débit est estimé à l'aide d'une courbe de tarage. La figure 1.6 présente le réseau de mesures de débit utilisées par l'OHMCV.

1.4 L'hydrologie radar : Expérimentation Bollène 2002

Les travaux qui sont présentés dans ce mémoire font partie intégrante des travaux de l'OHMCV sur l'estimation spatialisée des champs de pluie intenses. Les buts de ce domaine de travail sont multiples :

- Éprouver de nouvelles méthodes de traitements de la mesure radar afin de mieux estimer les lames d'eau reçues au sol pendant un événement pluvieux.

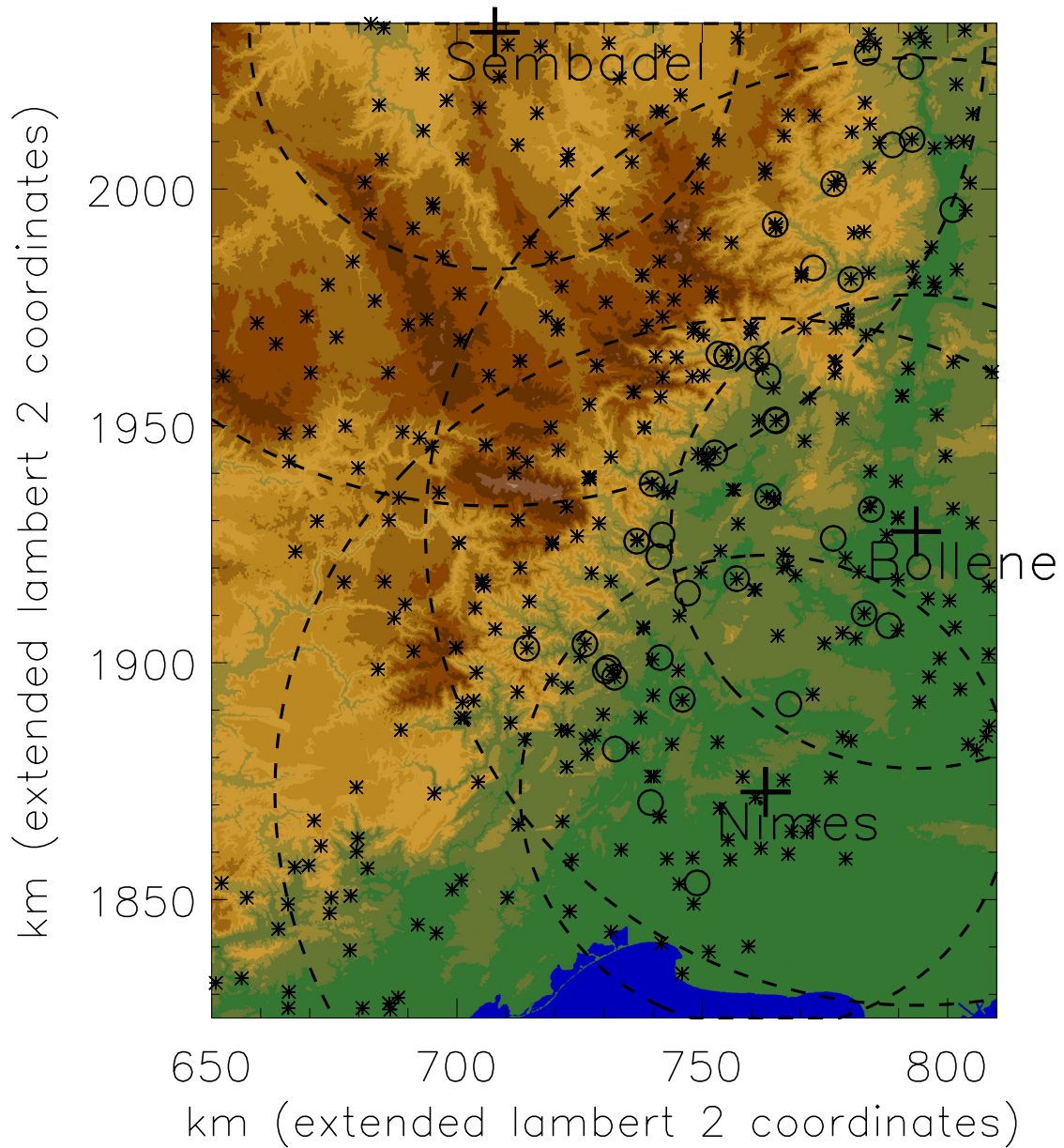


FIG. 1.6 – Réseau de mesures disponibles pour l’OHMCV. Les cercles correspondent aux stations de jaugeages, les croix aux pluviomètres. Les trois sites des radars de Météo-France sont également reportés sur la figure : Nîmes, Bollène et Sembadel. Les cercles pointillés sont des marqueurs de distance centrés sur les radars et espacés de 50 km.

- En liaison avec les services de Météo-France qui fournit les données, essayer d'apporter une expertise sur la mesure en faisant le lien avec les services des DDE, DIREN et EDF pour mettre en relation les mesures pluviométriques et les estimations radars.
- Améliorer les prévisions quantitatives de pluie issues de l'imagerie radar (nowcasting) en complément, pour les courtes échéances, des modèles atmosphériques à hautes résolution tel MésosNH.

Dans ce mémoire, nous traiterons du points 1. Ce travail s'intègre dans la volonté de l'OHMCV de fournir aux services de prévision des traitements radars améliorés.

La mise en service du radar à protocole volumique de Bollène en 2002 a fourni les bases des travaux en hydrologie radar qui sont mis en place à l'OHMCV.

1.4.1 La base de données

L'automne 2002 fut particulièrement pluvieux et riche en événements cévenols. Cinq situations pluvieuses ont été remarquables. Comme nous l'avons déjà mentionné dans les premières lignes de cette introduction les 8-9 septembre 2002 connurent des précipitations exceptionnelles provoquant des crues catastrophiques dans le département du Gard. Un deuxième événement important toucha les plaines de l'Hérault et la ville de Montpellier les 10-11-12 décembre 2002. Entre temps trois autres situations pluvieuses, moins exceptionnelles, furent mesurées les 21 octobre et 21 et 24 novembre 2002. Les figures suivantes, inspirées de Boudevillain et al (en préparation), récapitulent les caractéristiques importantes de chacune de ces pluies (les palettes de couleurs sont adaptées à la gamme de cumul de chaque épisode).

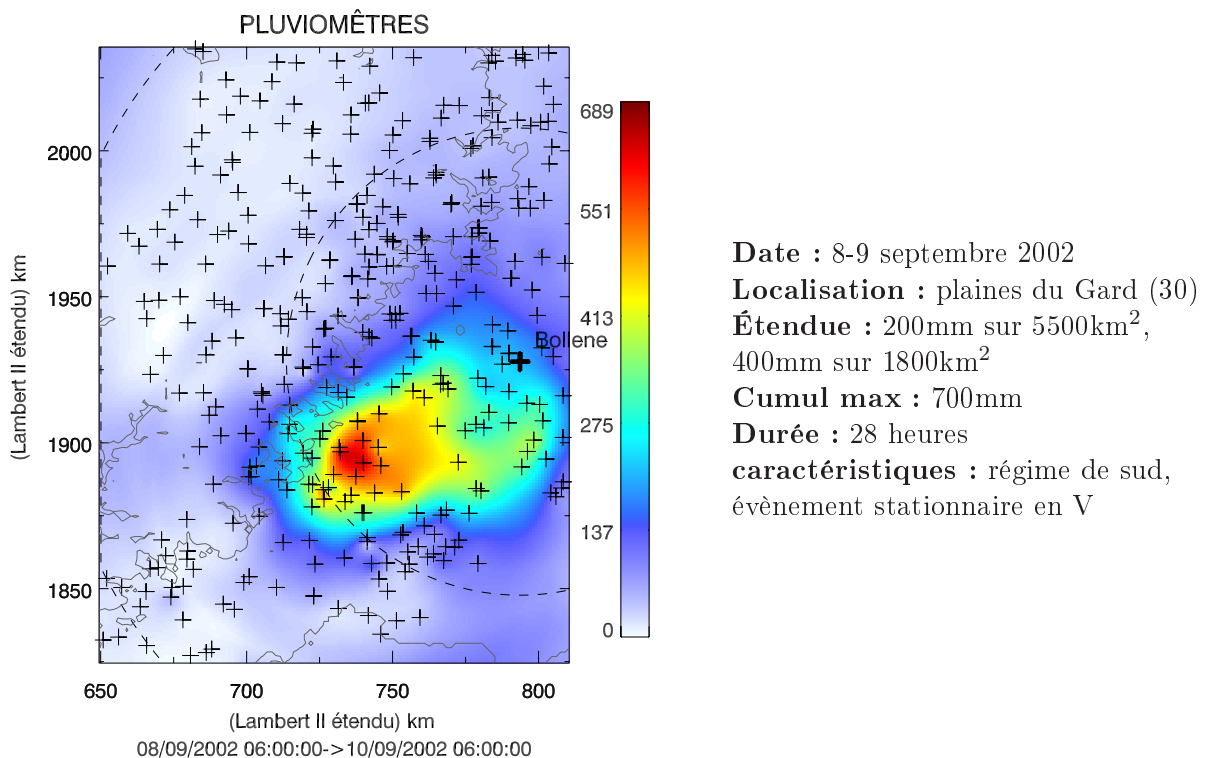


FIG. 1.7 – Cumul pluviométrique krigé des 8 et 9 septembre 2002

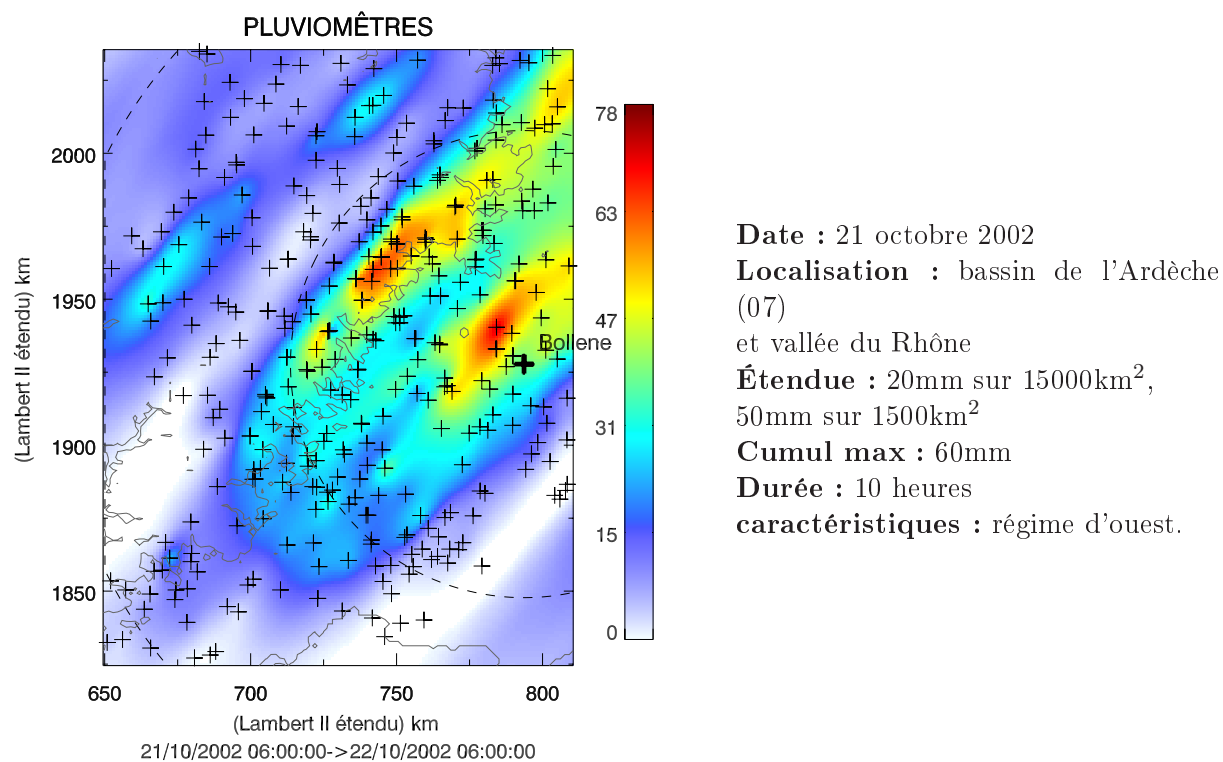


FIG. 1.8 – Cumul pluviométrique krigé du 21 octobre 2002

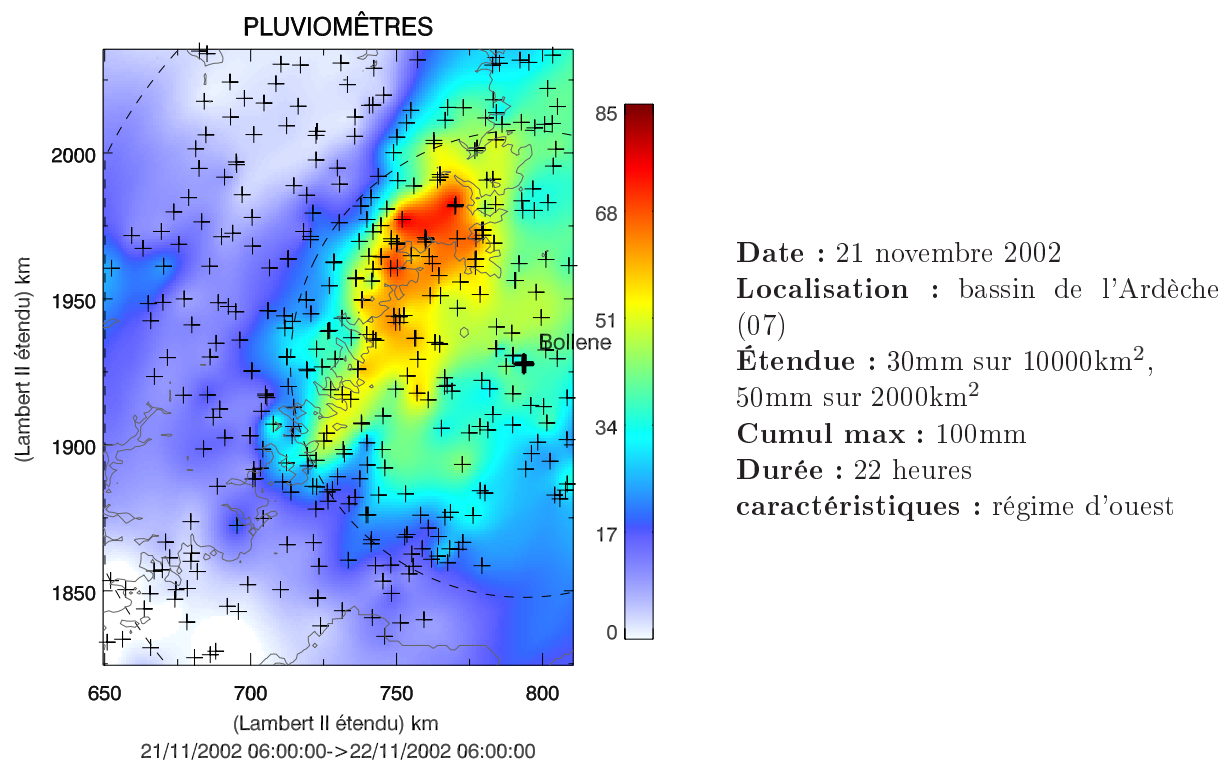


FIG. 1.9 – Cumul pluviométrique krigé du 21 novembre 2002

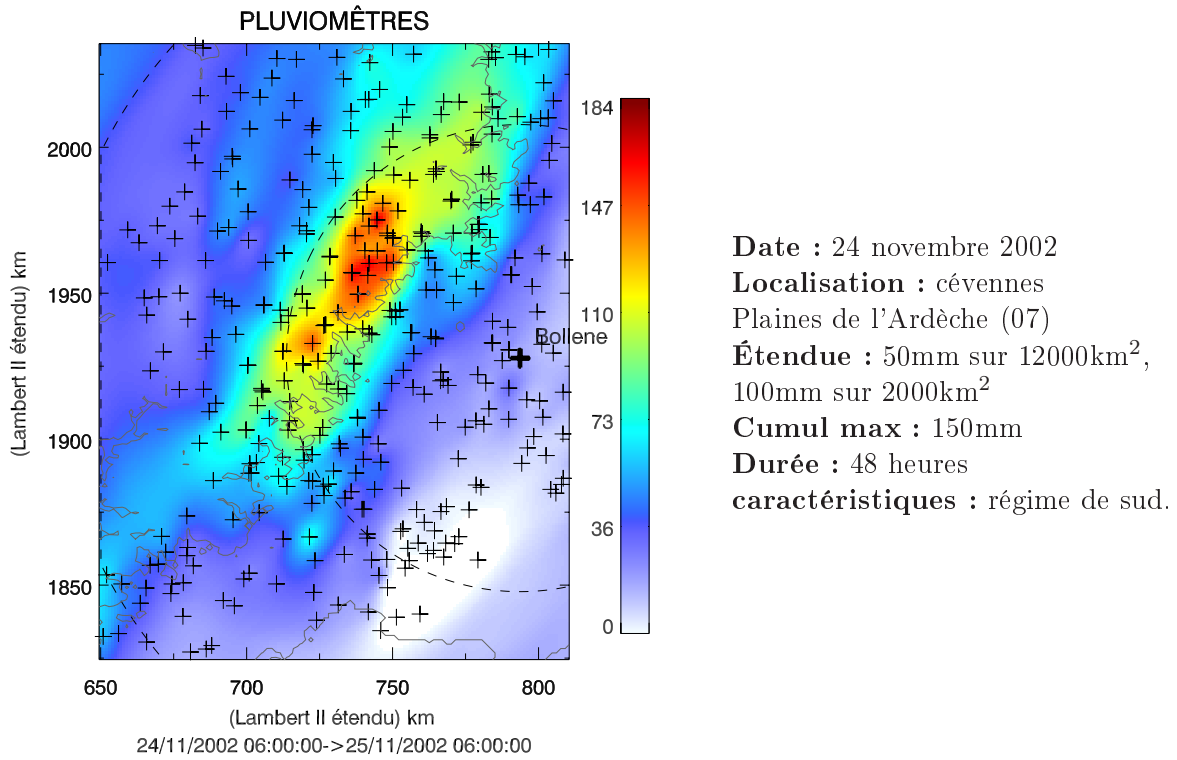


FIG. 1.10 – Cumul pluviométrique krigé du 24 novembre 2002

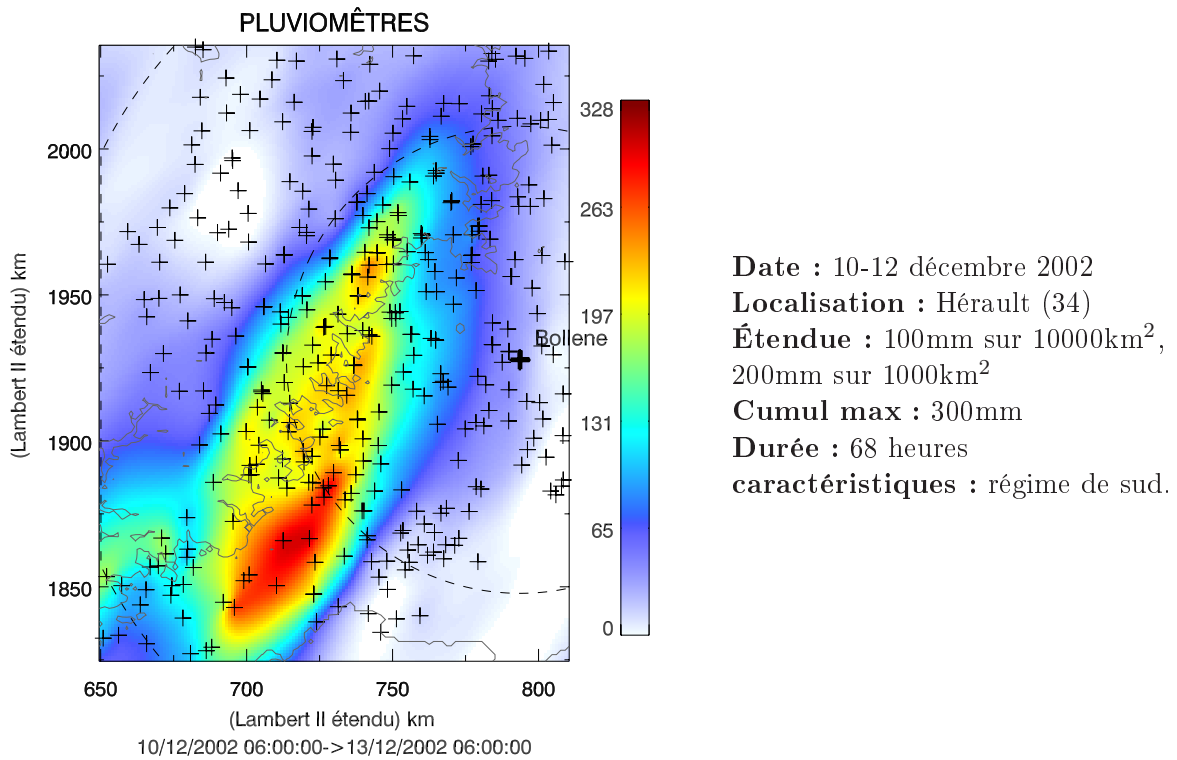


FIG. 1.11 – Cumul pluviométrique krigé des 10 et 12 décembre 2002

1.5 Introduction aux travaux de ce mémoire

Actuellement les traitements radars opérationnels peuvent se représenter par le schéma 1.12. Nous détaillerons par la suite chacun des encadrés de celui-ci.

La zone encadrée en pointillés correspond à la partie de la chaîne de traitement qui va nous intéresser.

Le traitement du Profil Vertical de Réflectivité que nous aborderons plus tard, et le passage réflectivité/pluie sont des actions globalisées. Sans rentrer dans les détails, nous dirons pour l'instant, qu'il s'agit pour chaque point de mesure du radar, d'une transformation de la donnée afin de retrouver au mieux la valeur de la pluie. Ces transformations sont dites globalisées, c'est à dire qu'elles suivent la même démarche sans variabilité spatiale.

L'idée a été de prendre en compte cette variabilité spatiale du phénomène météorologique et de réaliser des traitements régionalisés, dépendant de la structure du système précipitant. Les méthodes que nous allons exposer peuvent alors se schématiser, de manière très simple pour l'instant, suivant la figure 1.13.

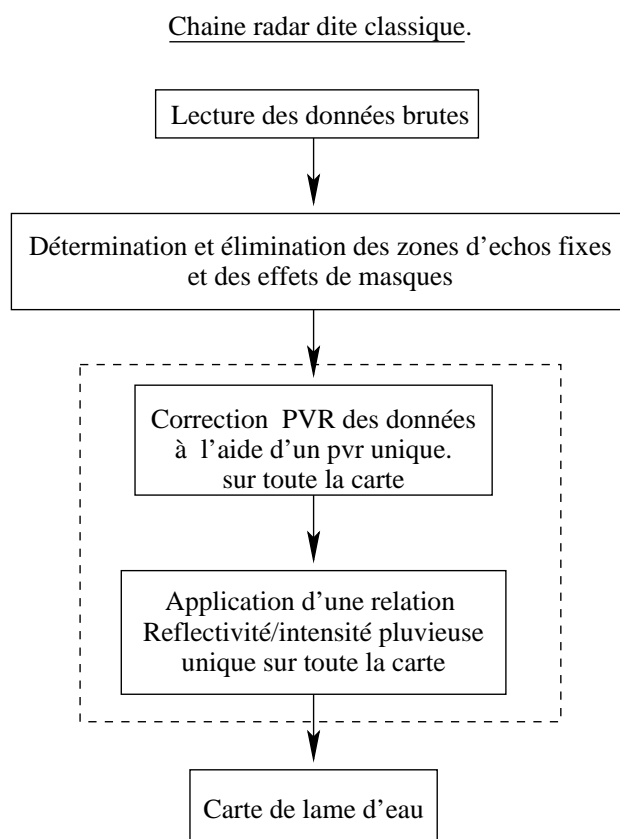


FIG. 1.12 – Schéma simplifié des étapes du traitement classique des images radars afin d'obtenir une estimation de la lame d'eau précipitée.

Dans le chapitre suivant nous allons présenter un bref rappel sur la mesure radar et toutes les sources d'erreurs qui peuvent l'affecter.

Changement dans la chaîne de traitement.

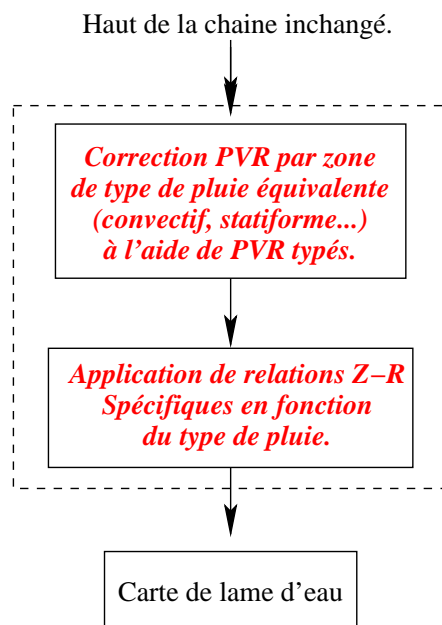


FIG. 1.13 – Schéma du traitement des images radars que nous allons proposer avec prise en compte des types de pluies.

Chapitre 2

Rappels de définitions sur la mesure météorologique par radar

Sommaire

2.1	Principe général de la mesure	19
2.2	Volume de résolution	20
2.2.1	Distribution d'énergie dans le faisceau	21
2.2.2	La fonction de pondération angulaire	21
2.2.3	La fonction de pondération radiale	23
2.2.4	le volume de résolution analytiquement :	23
2.3	Equation radar	24
2.3.1	Equation pour une cible ponctuelle	24
2.3.2	Equation pour des cibles ponctuelles réparties dans un volume	24
2.4	Modèles de diffusion	25
2.5	Intensité de pluie et réflectivité.	26
2.5.1	Intensité de pluie	26
2.5.2	Réflectivité	26
2.6	Interactions ondes électromagnétiques-relief	27
2.7	Profil Vertical de Réflectivité (PVR)	29
2.7.1	Définitions	29
2.7.2	Correction du PVR	30

Ce chapitre propose un bref rappel sur la théorie d'estimation des précipitations par le radar météorologique. Nous décrirons le principe, les relations physiques et les hypothèses permettant cette estimation, puis nous évoquerons les principales sources d'erreur qui peuvent l'affecter.

2.1 Principe général de la mesure

Le principe de mesure du radar météorologique repose toujours sur le même phénomène : la variation de propagation d'une onde électromagnétique dans l'air due à une perturbation du milieu.

Le radar météorologique est composé d'un émetteur d'ondes électromagnétiques. Celles-ci sont caractérisées par une fréquence, une phase et une polarisation propres et se propagent suivant une direction caractéristique imposée par l'antenne. Lorsqu'elles rencontrent un obstacle qui ne leur est pas transparent leurs caractéristiques changent. Elles peuvent voir leur direction de propagation s'infléchir, changer de fréquence si elles rencontrent un obstacle en mouvement (effet Doppler, très peu sensible car les vitesses de chute sont faibles devant les vitesses d'ondes), ou être absorbées et ré-émises en changeant d'amplitude. La partie de l'onde réémise en direction de l'antenne est le signal rétrodiffusé. Après l'envoi, le radar se configure comme récepteur pour recueillir ce signal. Celui-ci est traité instantanément pour pouvoir reconstituer la répartition spatiale des puissances rétrodiffusées et ainsi cartographier dans un premier temps la position des zones de précipitations.

Ces interactions avec les hydrométéores dépendent des caractéristiques diélectriques des obstacles et de la fréquence de l'onde. On définit plusieurs gammes de radars en fonction de la longueur d'onde (λ en cm) qu'ils émettent. Si λ est grande devant la taille des gouttes, les hydrométéores deviennent invisibles pour l'appareil car l'onde n'est pas perturbée par leur présence. Au contraire si la longueur d'onde est petite par rapport aux gouttes alors l'atténuation du signal est très forte.

C'est ainsi que l'on détermine 4 classes de longueurs d'ondes (K, X, C, S), respectivement de 1cm à environ 20cm, adaptées à la mesure hydrométéorologique. La figure suivante, représente le spectre des longueurs d'ondes intéressantes pour le radariste.

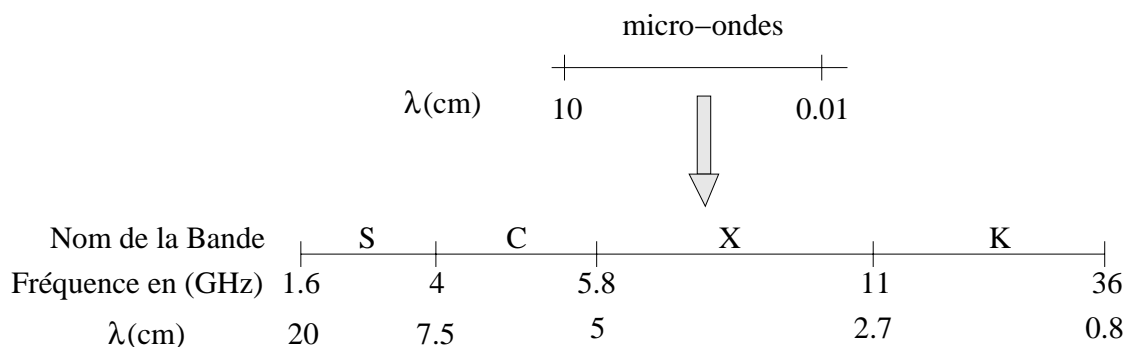


FIG. 2.1 – Diagramme des caractéristiques des ondes utilisées pour la mesure radar (d'après Ulaby et al., 1986)

2.2 Volume de résolution

Le radar ne fait pas une mesure ponctuelle. Le signal électromagnétique se propage sous forme d'un cône dû à la géométrie de l'antenne et aux effets de diffraction dans l'atmosphère et englobe tout un volume appelé **volume de résolution**. Ce volume de résolution est défini par une composante angulaire et une composante radiale. Il peut être schématisé par une section de cône. Il est important de bien définir les limites du volume de résolution. Nous allons donc développer

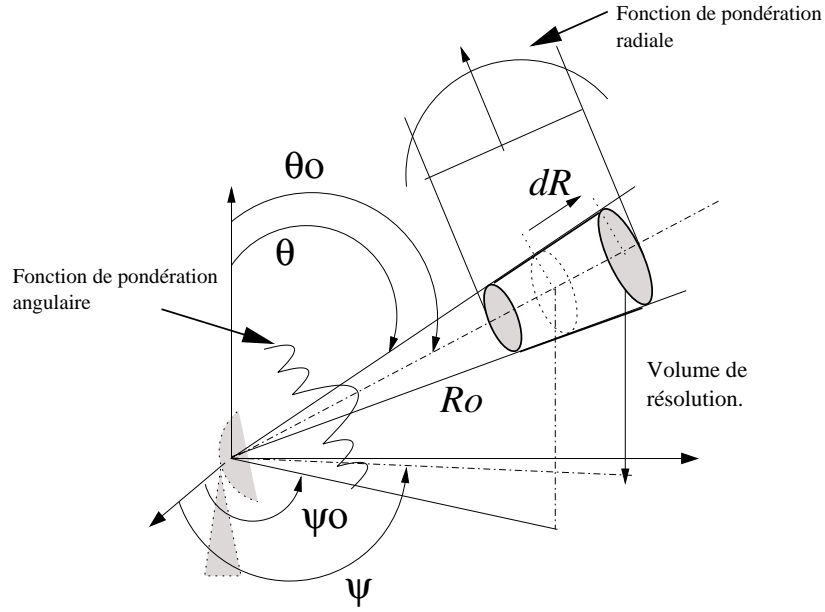


FIG. 2.2 – Schéma du radar dans un repère sphérique et délimitation du volume de résolution.

les équations définissant sa géométrie à partir de la définition de la distribution d'énergie dans le faisceau. Le référentiel de travail est ici sphérique comme nous pouvons le voir sur la figure 2.2 qui représente la géométrie du volume de résolution dont la mesure est associée à son centre M dont les coordonnées sont (R_0, θ_0, ϕ_0) .

2.2.1 Distribution d'énergie dans le faisceau

La géométrie du volume de résolution peut se définir à partir de la définition de la distribution d'énergie dans le faisceau. Celle-ci n'est pas uniforme et évolue suivant une fonction de pondération $W_0(R, \theta, \phi)$ dépendant de la position (R, θ, ϕ) par rapport au centre du volume de résolution (R_0, θ_0, ϕ_0) . Cette fonction de pondération peut se décomposer en une fonction radiale $W(r)$ et une fonction angulaire $f(\theta, \phi)$ telle que

$$W_0(r, \theta, \phi) = W(r)^2 \cdot G_0^2 \cdot f^4(\theta, \phi) \quad (2.1)$$

$W(r)$: fonction de pondération radiale.

G_0 : gain d'énergie sur l'axe du faisceau.

$f^4(\theta, \phi)$: fonction de pondération angulaire.

(2.2)

Décomposons les deux facteurs de l'équation précédente.

2.2.2 La fonction de pondération angulaire

La fonction de pondération angulaire dépend de la distribution de l'énergie, émise par le radar, autour de l'axe du cône. Cette fonction de rayonnement est connue. Généralement, il est

admis que la distribution de l'énergie autour de l'axe de l'antenne est à symétrie de révolution. Nous introduisons une nouvelle variable ψ telle que, $\theta=\phi=\psi$ et la fonction de pondération angulaire peut s'écrire : $G_0^2 \cdot f^4(\psi)$.

La connaissance de la pondération angulaire est nécessaire afin de connaître le poids sur l'énergie mesurée des différentes cibles comprises dans le volume de résolution. Probert-Jones (1962) propose une modélisation du lobe principal par une fonction Gaussienne :

$$f^4(\psi) = \exp -8 \ln 2 \frac{\psi^2}{\psi_{3dB}^2} \quad (2.3)$$

ψ : angle avec l'axe du faisceau

ψ_{3dB} : angle défini par la coupure à -3dB

Ici ψ_{3dB} correspond à l'ouverture du faisceau à 3dB qui est l'angle pour lequel l'énergie aux limites du volume de résolution est deux fois moins grande que sur l'axe du faisceau. Dans ces conditions, le volume englobe 78% de l'énergie totale. L'angle de coupure à été formulé par Sauvageot (1982) comme étant proportionnel au rapport de la longueur d'onde sur le diamètre de l'antenne :

$$\psi_{3dB} = 70 \frac{\lambda}{d} \quad (2.4)$$

L'utilisation du modèle Gaussien permet de représenter assez fidèlement le lobe principal du diagramme de rayonnement de l'antenne (cf. figure 2.3). L'existence de lobes secondaires liés aux imperfections de l'antenne est une source d'erreur additionnelle notamment à proximité du radar quand ces lobes sont interceptés par des cibles de forte réflectivité (structures métalliques....).

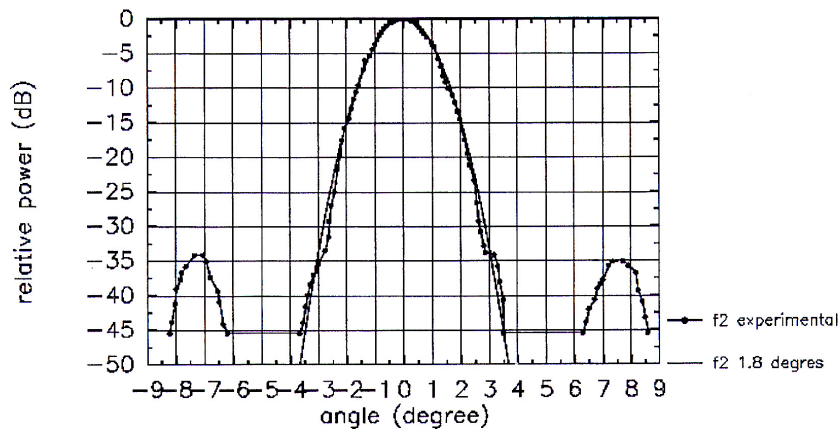


FIG. 2.3 – Diagramme de rayonnement et modélisation d'un lobe principal pour un angle d'ouverture à 3dB de 1.8° suivant l'équation de Probert-Jones (d'après Pellarin 2001).

2.2.3 La fonction de pondération radiale

A cause du temps d'émission τ de l'onde, il y a une incertitude sur la distance radiale entre le radar et l'hydrométéore. Si l'on note c la célérité de l'onde, cette incertitude est égale à $\frac{c\tau}{2}$, ceci correspondant à la distance que l'onde peut parcourir (aller-retour) pendant l'intervalle de temps d'émission τ . Sous l'hypothèse que l'impulsion est rectangulaire la profondeur du volume est fixe et égale à $\frac{c\tau}{2}$.

Mais le récepteur du radar n'ayant pas une bande passante infinie le signal est distordu et la distribution d'énergie radiale n'est pas uniforme. Doviak et Zrnic(1993) proposent le modèle décrivant plus précisément la fonction de pondération radiale tel que :

$$\begin{aligned}
 W(r - r_0)^2 &= \left(\frac{1}{2}[erf(x + b) - erf(x - b)]\right)^2 & (2.5) \\
 erf(u) &= \frac{2}{\pi^{1/2}} \int_0^u exp(-t^2) dt \\
 a &= \pi[2(\ln 2)^{1/2}]^{-1} \\
 b &= B_6 \cdot \tau \cdot a / 2 \\
 x &= (2 \cdot a \cdot B_6 / c)(r_0 - r) \\
 B_6 &: \text{ bande passante à 6 dB du recepneur.} \\
 c &: \text{ vitesse de la lumière dans le vide.}
 \end{aligned}$$

2.2.4 le volume de résolution analytiquement :

Les fonctions 2.3 et 2.5 définissent les limites du volume de résolution. Mais ces deux équations ne sont pas bornées et donnent un volume infini. On le délimite alors en utilisant un seuil S pour obtenir un volume V_s correspondant à une coupure à SdB.

$$V_s = M(r, \theta, \phi) \in R^3 / |r - r_0| < \frac{r_s}{2}; \psi < \frac{\psi_s}{2} \quad (2.6)$$

Le tableau suivant récapitule les caractéristiques du volume de résolution pour différentes valeurs du seuil S , ainsi que le pourcentage d'énergie intégrée dans V_s .

Seuil (dB)	3	6	9	12	15	18	24	36
ψ_s [°]	1.8	2.54	3.1	3.6	4.02	4.41	5.09	6.24
r_s [m]	300	375	429	472	509	536	570	607
Energie(%)	78.0	90.7	96.2	98.3	99.2	99.6	99.9	99.9

TAB. 2.1 – Mesures angulaire et radiale définissant le volume de résolution pour un seuil de troncature S , le pourcentage d'énergie contenue est donné sur la dernière ligne.

Le radar réalise alors une mesure intégrée sur l'ensemble du volume de résolution que l'on associe avec les coordonnées du centre du volume (R_0, θ_0, ϕ_0) .

2.3 Equation radar

Nous avons placé en annexe A, le détail des équations régissant toute la théorie de la mesure radar. Celle-ci a déjà été largement développée et détaillée dans de nombreux documents. Nous épargnerons ainsi au lecteur cette partie. Nous ne rappellerons que les principaux éléments.

2.3.1 Equation pour une cible ponctuelle

L'expression de la puissance rétrodiffusée par une cible ponctuelle située au point (r, θ, ϕ) s'écrit

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = C_1 A^2(r_0, \theta_0, \phi_0) \frac{\sigma_r(r_0, \theta_0, \phi_0)}{r_0^4} \quad (2.7)$$

P_r : puissance rétrodiffusée reçue en [W]

A^2 : facteur d'atténuation sur la distance émetteur-antenne (AR).

σ_r : section efficace de rétrodiffusion. [m^2]

C_1 : constante radar [$\text{W} \cdot \text{m}^2$]

$$C_1 = \frac{P_e \lambda^2 A_{ar}}{4\pi^3} \quad (2.8)$$

P_e : puissance émise en [W]

A_{ar} : facteur de perte sur la distance antenne-cible (AR).

λ : longueur d'onde [m]

r_0 : *distance antenne – cible* [m]

(2.9)

La section efficace σ_r caractérise la capacité de la cible à rétrodiffuser l'onde vers le radar. Elle traduit les caractéristiques géométriques et diélectriques de la cible. Cette équation fait donc le lien entre la puissance rétrodiffusée par la cible, les caractéristiques de l'hydrométéore (représentées par σ_r) et les pertes existantes sur le trajet radar-cible.

Cependant la mesure météorologique par radar ne traite pas de mesure ponctuelle mais d'une mesure sur un ensemble de cibles réparties dans un volume, comme nous allons le présenter ci-dessous.

2.3.2 Equation pour des cibles ponctuelles réparties dans un volume

L'équation 2.7 lorsqu'elle est développée pour une mesure d'un volume comportant plusieurs cibles fait apparaître le terme de densité volumique de section efficace de rétrodiffusion $\eta(r, \theta, \phi)$, aussi appelé réflectivité radar. En tenant compte de la distribution de l'énergie dans le volume de résolution, l'expression de la puissance rétrodiffusée peut s'écrire :

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = C_1 \int_r \int_\theta \int_\phi W_0(r, \theta, \phi) \frac{A(r, \theta, \phi)^2 \eta(r, \theta, \phi)}{r^4} r^2 \sin(\theta) dr d\theta d\phi \quad (2.10)$$

Après développement (présenté dans l'annexe A), et en supposant que $\eta(r, \theta, \phi)$ et $A(r, \theta, \phi)$ sont uniformes dans le volume de résolution, cette expression prend la forme suivante :

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = \frac{P_e G_0^2 \psi_{3dBZ}^2 A_{ar} c \tau}{1024 \pi^2 l_n 2 l_r \lambda^2} A^2(r_0, \theta_0, \phi_0) \frac{\eta(r_0, \theta_0, \phi_0)}{r_0^2} \quad (2.11)$$

G_0 : gain en puissance de l'antenne pour l'axe du faisceau

l_r : facteur de perte due à la limitation de la bande passante du receveur

$\eta(r_0, \theta_0, \phi_0)$: densité volumique de section efficace au point (r_0, θ_0, ϕ_0)

Dans l'expression précédente nous considérons que la densité de section efficace est invariante dans le volume de résolution, d'où l'utilisation de la seule composante $\eta(r_0, \theta_0, \phi_0)$, associée au centre du volume de résolution.

Nous voyons à travers cette équation que si nous connaissons les caractéristiques du radar et les propriétés de propagation d'une onde dans l'air, il existe une relation directe entre la puissance reçue (P_r) et la réflectivité radar η .

2.4 Modèles de diffusion

Deux types de modèles de diffusion différents sont utilisés en hydrologie radar.

Les équations de Maxwell décrivant les interactions entre ondes électromagnétiques et hydrométéores sphériques trouvent une solution exacte par la **méthode de Mie**. La section efficace de rétrodiffusion s'écrit alors :

$$\sigma_M = \frac{\lambda^2}{4\pi} \left| \sum_{n=1}^{+\infty} (-1)^n (2n+1)(a_n + b_n) \right|^2 \quad (2.12)$$

Où les coefficients a_n et b_n sont fonction de la longueur d'onde et du diamètre de l'hydrométéore.

Il existe une simplification du modèle de Mie dans le cas où la longueur d'onde est grande devant la taille caractéristique des gouttes d'eau : $\lambda \gg D$. C'est l'**approximation de Rayleigh** d'après laquelle la section efficace de rétrodiffusion s'écrit :

$$\sigma_R = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K^2| D^6 \quad (2.13)$$

$$(2.14)$$

K est un facteur dépendant de l'indice de réfraction complexe des hydrométéores. σ_R devient alors directement proportionnel à la puissance 6 du diamètre et à l'inverse de la longueur d'onde élevée à la puissance 4.

2.5 Intensité de pluie et réflectivité.

2.5.1 Intensité de pluie

Par définition il est possible d'exprimer l'intensité de pluie en $[\text{mm.h}^{-1}]$ (au sol dans notre cas) si nous connaissons les vitesses terminales de chute ($V(D)$) des gouttes et la densité volumique des gouttes pour chaque gamme de diamètre $N(D,R)$ (nous développerons ce terme dans le chapitre suivant), l'intensité de pluie s'écrit alors :

$$R = C_R \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^3 N(D, R) V(D) dD \quad (2.15)$$

C_R est une constante permettant d'exprimer R dans les bonnes unités.

2.5.2 Réflectivité

La densité volumique de sections efficaces η que nous avons introduit précédemment s'écrit, pour le volume de résolution V_r centré en (r_0, θ_0, ϕ_0) :

$$\eta(R) = \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma_r(D) \cdot N(D, R) dD \quad (2.16)$$

$N(D,R)$ est la densité volumique de gouttes par classe de diamètre en $[\text{mm}^{-1} \cdot \text{m}^{-3}]$. Nous voyons que la densité volumique de section efficace est dépendante de l'intensité pluvieuse. Dans l'approximation de Rayleigh en combinant les équations 2.13 et 2.16 nous pouvons écrire que :

$$\eta(R) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K^2| \int_{D_{min}}^{D_{max}} D^6 N(D, R) dD \quad (2.17)$$

Il en ressort un nouveau terme qui est appelé le facteur de réflectivité radar équivalent ou par abus de langage réflectivité Z , tel que :

$$Z = \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D, R) D^6 dD \quad (2.18)$$

L'expression de la puissance rétrodiffusée de l'équation 2.11 s'écrit alors :

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = C A^2(R_0, \theta_0, \phi_0) \frac{Z(R_0, \theta_0, \phi_0)}{r_0^2} \quad (2.19)$$

$$C = \frac{P_e G_0^2 \psi_{3dBZ}^2 A_{ar} c \tau \pi^3 |K|^2}{1024 l n 2 l_r \lambda^2}$$

Dans le cas où la longueur d'onde est petite ou que les hydrométéores sont gros (grêle) l'approximation de Rayleigh n'est plus valable et nous repassons vers une solution générale suivant le modèle de Mie. Afin de garder l'expression de la puissance de l'équation 2.19 et que la constante C conserve la même forme, le facteur de réflectivité effective s'exprime alors comme :

$$Z_e = C_z \int_{D_{min}}^{D_{max}} \sigma(D) N(D, R) dD \quad (2.20)$$

$$\text{avec } C_z = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2}$$

Le radar qui a fourni les données de cette thèse utilise la bande S (10cm) qui est plus grande que les diamètres de gouttes qui sont de l'ordre de 1 mm (6 mm aux maximum). Nous nous plaçons donc bien dans le cadre des hypothèses de Rayleigh et nous pourrions utiliser l'équation 2.18.

La réflectivité étant proportionnelle au moment d'ordre 6 de la granulométrie et l'intensité de la pluie pouvant s'écrire suivant un moment pondéré d'ordre 3 de la granulométrie, ces deux entités sont mises en relation par une loi puissance telle que :

$$Z = aR^b \tag{2.21}$$

avec Z en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ et R en $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$

avec a et b dépendant des caractéristiques de la pluie.

Compte tenu de la forte amplitude des variations de la réflectivité, on utilise dans la pratique une transformation logarithmique de la réflectivité telle que :

$$dBZ = 10 \log_{10}(Z/Z_0) \tag{2.22}$$

Z_0 égal à $1 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$

2.6 Interactions ondes électromagnétiques-relief

Les interactions des ondes électromagnétiques avec le relief se traduisent par des échos fixes et des masques (figure 2.4). Si la topographie est assez élevée, les montagnes peuvent intercepter le faisceau et renvoyer vers le radar un signal qu'il va falloir filtrer. Les montagnes apparaissent, dans ce cas, sur les images radars comme des zones de fortes réflectivités et plus ou moins fixes dans le temps.

L'interception avec le relief fausse la mesure à l'arrière de celui-ci car une partie du faisceau seulement peut parfois franchir l'obstacle, le reste étant arrêté par la montagne. Il y a donc une diminution de la puissance du signal à l'arrière des reliefs. La figure 2.5 représente les échos fixes que mesure le radar de Météo France situé à Bollène (Vaucluse) pour un angle d'élévation de 0.8° .

Nous retrouvons également sur la figure 2.6 la carte de zones de diminution de la puissance de faisceau pour un angle d'élévation de 0.8° du radar de Bollène. Cette figure représente le pourcentage d'énergie masquée.

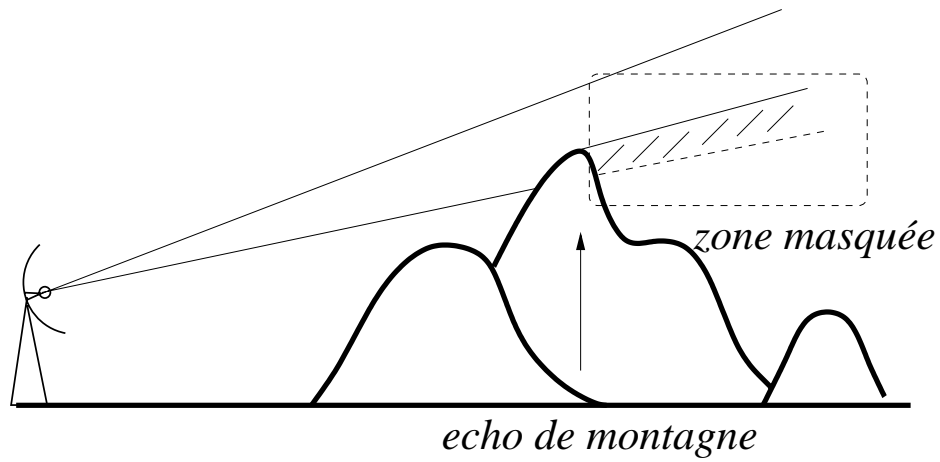


FIG. 2.4 – Schéma du phénomène d'échos fixes et de masques par le relief.

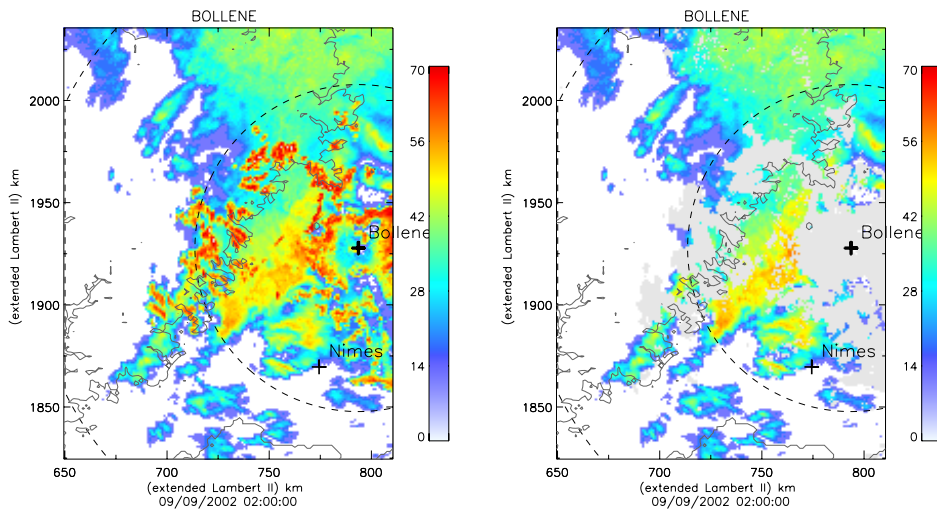


FIG. 2.5 – À gauche : réflectivités brutes mesurées par le radar de Bollène pour un angle de site de 0.8° . À droite : élimination des échos fixes par la méthode dynamique de l'OHMCV (Nicol et al 2005).

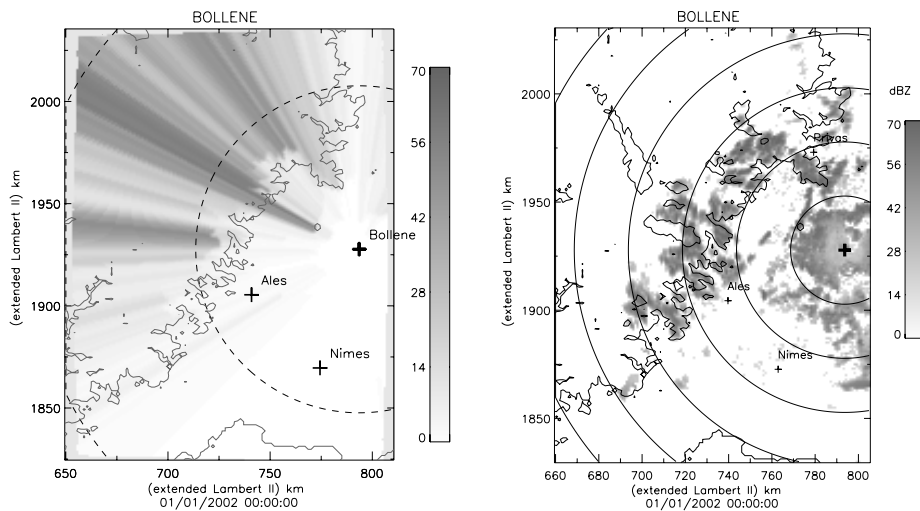


FIG. 2.6 – Gauche : carte d'occultation du faisceau (% d'énergie masquée) due aux effets de masque. Simulation réalisée à l'aide du logiciel VISHYDRO (Pellarin 2001) pour un angle de site de 0.8° du radar de Bollène. Droite : carte des echos fixes de temps sec pour l'angle de site 0.8°

2.7 Profil Vertical de Réflectivité (PVR)

On appelle Profil Vertical de Réflectivité (PVR), l'évolution de la réflectivité Z en fonction de l'altitude de la mesure. Ce PVR est un indicateur de l'altitude du nuage précipitant, de sa structure et de la variabilité verticale de la microphysique des pluies. Cependant lorsque l'on parle de PVR, il peut y avoir confusion entre plusieurs objets.

2.7.1 Définitions

- PVR réel : distribution de la réflectivité ponctuelle suivant la verticale
- PVR apparent : distribution de la réflectivité échantillonnée par le radar sur la verticale.

Du fait de ses caractéristiques, le radar réalise d'une part une intégration du PVR sur le volume de résolution qui lisse le PVR vrai d'autant plus que l'on s'éloigne du radar. D'autre part l'échantillonnage du PVR pour un pixel donné est réalisé de façon asynchrone à diverse altitudes (par exemple pour le radar de Météo-France qui fournit les données de cette thèse il y a 8 mesures par verticale toutes les 5 minutes).

Les chercheurs s'accordent à penser (Joss et Waldvogel, 1990) que l'hétérogénéité verticale de la réflectivité est une source d'erreur dominante pour l'estimation quantitative des pluies. Le passage Réflectivité/Pluie ($Z-R$) utilise la relation décrite par l'équation 2.21. Celle-ci sous-entend la connaissance de la réflectivité près du sol. Or le radar ne peut faire une mesure proche du sol ($< 1\text{km}$) que sur un périmètre de mesure réduit et s'il n'est pas soumis aux effets de masque et d'échos fixes. Le radar sonde le nuage en altitude, et une méthode de désagrégation et d'extrapolation est requise pour estimer une valeur près du sol.

2.7.2 Correction du PVR

L'hypothèse de cette correction est de considérer que les PVR ont des variations identiques avec l'altitude (mais des amplitudes différentes). Et que ces variations sont modélisables par une fonction $Z(H)$.

La connaissance de la valeur de la réflectivité en altitude combinée avec la forme théorique de PVR et la répartition théorique de l'énergie dans le volume de résolution permet d'extrapoler la réflectivité au sol.

Nous introduisons ici le terme de **Facteur Correctif** (FC), décrit dans la thèse de Pellarin (2001). Ce facteur combine plusieurs corrections :

- une désagrégation de l'énergie mesurée dans le volume de résolution associé pour caractériser plus exactement l'énergie provenant du point considéré.
- une extrapolation de la valeur de l'énergie en altitude vers la valeur au sol en utilisant le profil de réflectivité théorique.

Pour une mesure au point P_i , le radar mesure une réflectivité $Z_{i,n}$ à une altitude $h_{i,n}$, mesurée par le n_{ime} angle de site. La réflectivité au sol estimée à l'aide de $Z_{i,n}$ pour le pixel P_i est alors :

$$Z_{sol_{i,n}} = FC_{i,n} \cdot Z_n. \quad (2.23)$$

Si nous nous référons aux définitions précédentes, n'importe quelle mesure $Z_{i,n}$, tant qu'elle n'est pas nulle, peut nous permettre de retrouver la donnée au sol. Seulement il peut y avoir différentes sources d'erreurs que nous identifions dans la liste suivante :

- Une altitude h_n trop élevée au delà de la zone de mélange eau-glace dont la mesure est fortement diminuée.
- Une altitude h_n trop basse soumise aux effets de masques et d'échos fixes.
- Une altitude h_n correspondant au niveau de la zone de mélange eau-glace provoquant des valeurs de réflectivités fortes.

La fonction $Z(h)$ est aussi une cause principale d'erreur car il n'y a pas qu'une évolution possible des PVR. L'identification des différents types de pluie, que nous présenterons dans le cinquième chapitre, va nous permettre d'évaluer des PVR apparents caractéristiques pour chaque type de pluie et variables dans le temps pour pouvoir faire la meilleure correction possible.

Les généralités autour du radar prennent fin ici. Dans la suite du document nous expliciterons les protocoles de traitements radar que nous avons testés.

Chapitre 3

Rappels théoriques sur l'analyse de la granulométrie des pluies

Sommaire

3.1	DSD expérimentale	31
3.2	Les grandeurs caractéristiques de la DSD.	32
3.2.1	Les moments simples et pondérés de la DSD.	32
3.3	Modélisation de la DSD.	35
3.3.1	Le calage de la DSD à l'aide des moments	35
3.3.2	Réécriture du modèle gamma en fonction du nombre de concentration.	36
3.3.3	La loi d'échelle : méthode du simple moment	37
3.3.4	Principe d'auto-consistance	38
3.3.5	Calage du modèle de DSD suivant la loi d'échelle : Estimation de α et β	38
3.3.6	Seconde étape : Ajustement de la fonction $g(\frac{D}{R^\beta})$	39
3.4	Détermination de la loi Z-R	40

Nous allons présenter dans ce chapitre un rappel sur l'analyse granulométrique des pluies. Premièrement nous introduirons les définitions de la distribution granulométrique des gouttes (DSD) ainsi que de l'ensemble des variables qui en dépendent. Puis nous rappellerons les principes de la modélisation de la DSD suivant plusieurs méthodes de la littérature.

Rappel de nomenclature Nous précisons ici les différentes unités utilisées par la suite :

- Diamètre D : [mm]
- Dimension de volume d'intégration [m³]
- Dimension de la surface de captage : [m²]
- Réflectivité : [mm⁶.m⁻³] ou [dBZ]
- Densité de gouttes par intervalle de diamètre : [mm⁻¹.m⁻³]
- Vitesse de chute : [m.s⁻¹]

3.1 DSD expérimentale

Par définition $N(D)$ est une densité volumique de gouttes sur l'intervalle de diamètres compris entre D et $D+dD$. Elle peut alors se calculer de la manière suivante :

$$N(D) = \frac{\text{nombre de goutte de diamètre } [D, D+dD]}{\text{Volume d'intégration}} \quad (3.1)$$

L'unité de la $N(D)dD$ peut être variable suivant les auteurs. Ici nous utiliserons le $[\text{mm}^{-1}].[\text{m}^{-3}]$, le premier membre correspondant aux diamètres des gouttes D et le second correspondant au volume élémentaire d'air (ou volume d'intégration). Cette unité nous semble la plus physique pour traiter de la DSD.

Le nombre de gouttes ($n(D)$) de diamètre $[D, D+dD]$ est accessible à l'aide de divers appareils, dont le disdromètre (section 7.4.1). Les gouttes sont interceptées par l'appareil et celui-ci en fait le comptage en fonction de leur diamètre et parfois de leur vitesse. Les dimensions du volume d'intégration (ou volume d'air contenant les gouttes d'eau pendant le temps d'intégration), dépendent du capteur utilisé. La base du volume est la surface de captage de l'appareil et sa hauteur est la distance parcourue par les gouttes de diamètre D durant le temps T de la mesure. Cette distance est estimée par le produit du temps de mesure T et de la vitesse de chute terminale des hydrométéores. Certains appareils permettent d'estimer les vitesses de chute des gouttes, mais il est courant d'utiliser des relations empiriques entre diamètre et vitesse. Le volume d'intégration est un parallélogramme ou un cylindre suivant que la surface de captage est rectangulaire ou circulaire.

L'expression de la densité volumique en fonction des grandeurs mesurables est :

$$N(D) = \frac{n(D)}{V(D).S.T} \quad (3.2)$$

avec $V(D)$: vitesse terminale de chute.

La granulométrie résulte de tous les mécanismes microphysiques qui se sont produit au sein du nuage (nucléation, coalescence, agrégation, dislocation), ainsi que la phase des hydrométéores (eau, glace). La figure 3.1, tirée de Atlas et al.(1999), schématise l'impact de certains mécanismes microphysiques sur la forme des spectres de gouttes.

3.2 Les grandeurs caractéristiques de la DSD.

3.2.1 Les moments simples et pondérés de la DSD.

Un certain nombre de moments simples ou pondérés de la DSD présentent un intérêt pour le radariste. Nous pouvons écrire le moment simple d'ordre n sous la forme générale suivante :

$$M_n = \int_{-\infty}^{+\infty} D^n . N(D) dD \quad (3.3)$$

et le moment pondéré d'ordre n :

$$M_n = \int_{-\infty}^{+\infty} D^n . N(D) . h(D) dD \quad (3.4)$$

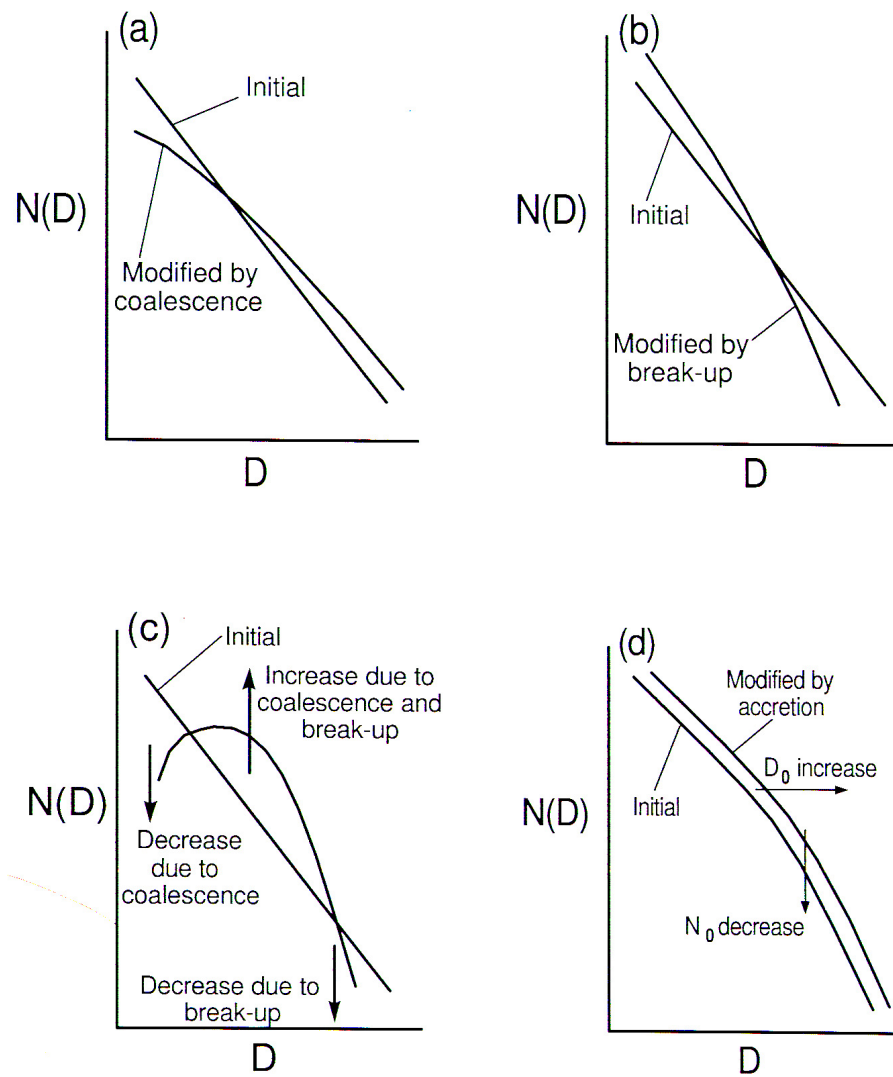


FIG. 3.1 – Impact de certains mécanismes microphysiques sur l'allure de la DSD, d'après Atlas et al.(1999).

où $h(d)$ est une fonction de pondération dépendant du diamètre D . Les moments sensibles pour notre étude sont les suivants :

Moment simple d'ordre 0 : il correspond à la densité volumique de gouttes, tous diamètres confondus, et est aussi appelé **Nombre de concentration** N_T . Nous verrons que ce terme est très utile pour les descriptions et les calages des modèles de DSD.

$$N_t = \int_0^{+\infty} N(D)dD \text{ [m}^{-3}\text{]} \quad (3.5)$$

Le moment simple d'ordre 1 permet de calculer le diamètre moyen (D_{moyen}) à l'aide du nombre de concentration tel que :

$$D_{moyen} = \frac{1}{N_t} \int_0^{+\infty} D.N(D)dD \quad (3.6)$$

Le moment simple d'ordre 2 permet de calculer la variance des diamètres par la relation suivante :

$$\sigma^2(D) = \frac{1}{N_t} \int_0^{+\infty} D^2.N(D)dD - \left(\frac{1}{N_t} \int_0^{+\infty} D.N(D)dD\right)^2 \quad (3.7)$$

Les moments simples d'ordre 3 et 4 permettant de calculer le diamètre volumique moyen (D_0) tel que

$$D_0 = \frac{\int_0^{+\infty} D^4.N(D)dD}{\int_0^{+\infty} D^3.N(D)dD} = \frac{M_4}{M_3} \quad (3.8)$$

La réflectivité Z est proportionnelle au moment simple d'ordre 6, sous l'hypothèse d'un modèle de diffusion de Rayleigh, équation 2.18, que nous réécrivons ici :

$$Z = \int_0^{+\infty} D^6.N(D)dD$$

avec Z en $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$ et D en mm .

Moment pondéré d'ordre 0 : $Mp_0 = \int_0^{+\infty} N(D).\sigma_n(D)dD$ proportionnel à la réflectivité suivant le modèle de diffusion de Mie, équation 2.20.

Moment pondéré d'ordre 3 : $Mp_3 = \int_0^{+\infty} D^3.N(D).V(D)dD$ proportionnel à l'intensité de pluie si la fonction de pondération est la vitesse de chute des gouttes.

La relation de vitesse terminale de chute que nous utiliserons dans le cadre de ce travail est celle donnée par Atlas et Ulbrich (1977) telle que :

$$V(D) = 3.78D^{0.67} \quad (3.9)$$

avec D en $[\text{mm}]$ et $V(D)$ en $[\text{m.s}^{-1}]$

L'intensité de pluie s'écrit alors :

$$R = 0.6.10^{-3}.3.78.\pi \int_0^{+\infty} N(D).D^{3.67}dD \quad (3.10)$$

Selon cette relation l'intensité de pluie (R) est proportionnelle au moment simple d'ordre 3.67 de la DSD.

3.3 Modélisation de la DSD.

Plusieurs modèles ont été proposés pour caractériser la DSD sous une forme analytique et la paramétrer en fonction de différentes variables comme le diamètre, et divers moments de la DSD (intensité de pluie, nombre de concentration...). Les principaux sont :

$$N(D) = N_0.exp(-\lambda.D) \quad : \quad \text{Marshall et Palmer(1948)} \quad (3.11)$$

$$N(D) = N_0.D^\mu.exp(-\lambda.D) \quad : \quad \text{Ulbrich(1983)} \quad (3.12)$$

$$N(D) = R^\alpha.g\left(\frac{D}{R^\beta}\right) \quad : \quad \text{Sempere-Torres et al.(1994)} \quad (3.13)$$

Nous pouvons voir que les deux premiers modèles font une hypothèse sur la forme de la DSD : Marshall et Palmer(1948) ont identifié des DSD de forme exponentielle décroissante. Ulbrich donne une relation plus souple à trois paramètres par une fonction gamma si μ est différent de 0, et qui se réduit au modèle exponentiel dans le cas contraire. Sempere et al. (1994) propose un modèle plus général, sous forme d'une loi d'échelle, pour caractériser la DSD.

3.3.1 Le calage de la DSD à l'aide des moments

Nous traitons ici de la méthode de calage de la DSD que nous avons employée en fonction des moments de la DSD.

En utilisant l'équation 3.3, qui donne la forme continue du moment d'ordre n de la granulométrie, et en faisant l'hypothèse que la granulométrie suit un modèle gamma :

$$N(D) = N_0.D^\mu.exp(-\lambda.D) \quad (3.14)$$

Nous pouvons réécrire l'équation 3.3 :

$$M_n = N_0 \int_0^{D_{max}} D^{\mu+n} exp(-\lambda.D) dD \quad (3.15)$$

En supposant que D_{max} tend vers ∞ , et en considérant le changement de variable $x=\lambda D$ et la fonction gamma : $\Gamma(x) = \int_0^{+\infty} t^{x-1} e^{-t} dt$, 3.15 devient :

$$M_n = N_0 \frac{\Gamma(\mu + n + 1)}{\lambda(\mu+n+1)} \quad (3.16)$$

Soient M_n, M_j, M_k les moments d'ordre n, j et k de la DSD , nous pouvons écrire le système suivant :

$$\begin{aligned} M_n &= N_0 \frac{\Gamma(\mu + n + 1)}{\lambda^{(\mu+n+1)}} \\ M_j &= N_0 \frac{\Gamma(\mu + j + 1)}{\lambda^{(\mu+j+1)}} \\ M_k &= N_0 \frac{\Gamma(\mu + k + 1)}{\lambda^{(\mu+k+1)}} \end{aligned}$$

La résolution de ce système à trois équations permet d'obtenir les coefficients N_0 , μ et λ du modèle 3.14.

Détermination de μ : Par une méthode numérique itérative.

$$\frac{M_k}{M_j} \frac{n-k}{j-k} \frac{M_n}{M_k} = \Gamma(\mu + k + 1) \frac{n-j}{j-k} \cdot \frac{\Gamma(\mu + n + 1)}{\Gamma(\mu + j + 1) \frac{n-k}{j-k}} \quad (3.17)$$

Détermination de λ :

$$\frac{M_k}{M_j} = \lambda^{j-k} \cdot \frac{\Gamma(\mu + k + 1)}{\Gamma(\mu + j + 1)} \quad (3.18)$$

La détermination de N_0 se fait à partir de l'expression du moment d'ordre n , équation 3.16 :

Application : Nous utiliserons les moments d'ordre 2, 3 et 4, permettant de ne donner pas trop de poids ni aux petits diamètres ni aux gros diamètres de gouttes. Ceux-ci pouvant être très mal mesurés par les appareils.

Les équations précédentes deviennent alors (en supposant que les effets de troncature du domaine de diamètres de gouttes n'interviennent pas) :

Pour μ [-] :

$$\frac{M_4 \cdot M_2}{M_3^2} = \Gamma(\mu + 5) \cdot \frac{\Gamma(\mu + 3)}{\Gamma(\mu + 4)^2} \quad (3.19)$$

Pour λ [mm^{-1}] :

$$\lambda = \frac{M_3}{M_4} \cdot \frac{\Gamma(\mu + 5)}{\Gamma(\mu + 4)} \quad (3.20)$$

Pour N_0 [$\text{mm}^{-1-\mu} \cdot \text{m}^{-3}$] :

$$N_0 = M_4 \frac{\lambda^{(\mu+5)}}{\Gamma(\mu + 5)} \quad (3.21)$$

3.3.2 Réécriture du modèle gamma en fonction du nombre de concentration.

La dimension du nombre d'interception N_0 pour la loi gamma dépend de la valeur de μ . Au cours d'un évènement pluvieux, la dimension de N_0 va varier en fonction de μ . Étudier l'évolution

dans le temps d'un paramètre qui change de dimension pose problème.

Nous allons préférer utiliser le nombre de concentration Nt à la place de N_0 dans l'expression de la loi Gamma (Chandrasekar et Bringi, 1987). L'équation 3.16 donne :

$$N_0 = Nt \frac{\lambda^{(\mu+1)}}{\Gamma(\mu+1)} \quad (3.22)$$

La relation 3.14 s'écrit alors :

$$N(D) = Nt \frac{\lambda^{(\mu+1)}}{\Gamma(\mu+1)} \cdot D^\mu \cdot \exp(-\lambda \cdot D) \quad (3.23)$$

Dans cette expression tous les paramètres sont de dimensions fixes, indépendants de la forme du spectre de gouttes.

Le terme $\frac{\lambda^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)}$ est aussi considéré comme un paramètre de normalisation permettant de satisfaire au principe dit d'auto-consistance de la DSD.

Satisfaire au principe d'auto-consistance signifie que si nous écrivons la DSD en fonction d'un moment de celle-ci (par exemple N_t), il est possible de retrouver la valeur de ce moment en utilisant la formule 3.3

Dans notre cas, si nous choisissons de décrire la DSD à l'aide des paramètres N_t , μ et λ tels que $N(D) = K \cdot N_t \cdot D^\mu \cdot \exp(-\lambda \cdot D)$ avec K le paramètre de normalisation, nous savons que le moment d'ordre 0 doit satisfaire à l'équation suivante :

$$\int_0^{+\infty} N(D) \cdot dD = K \cdot N_t \int_0^{+\infty} D^\mu \cdot \exp(-\lambda \cdot D) \cdot dD = N_t.$$

$$\text{D'où } K = \frac{1}{\int_0^{+\infty} D^\mu \cdot \exp(-\lambda \cdot D) \cdot dD} = \frac{\lambda^{\mu+1}}{\Gamma(\mu+1)}$$

3.3.3 La loi d'échelle : méthode du simple moment

Sempere et al.(1994) proposent une méthode de calage de la DSD, généralisant les travaux antérieurs. Celle-ci est basée sur plusieurs hypothèses.

Premièrement les auteurs considèrent que la DSD peut s'écrire en fonction d'un moment de référence M_{ref} sous la forme :

$$N(D, M_{ref}) = M_{ref}^\alpha \cdot g\left(\frac{D}{M_{ref}^\beta}\right) \quad (3.24)$$

La DSD est exprimée en fonction de deux variables le diamètre D et de M_{ref} . On considère souvent l'intensité de pluie R comme moment de référence. En portant 3.24 dans 3.3 et en substituant R à M_{ref} , le moment d'ordre n de la granulométrie s'écrit sous la forme :

$$M_n = \int_0^{+\infty} D^n \cdot R^\alpha \cdot g\left(\frac{D}{R^\beta}\right) dD \quad (3.25)$$

Par un changement de variable $x = D/R^\beta$, on obtient :

$$M_n = R^{\alpha+\beta(n+1)} \int_0^{+\infty} x^n \cdot g(x) dx \quad (3.26)$$

Le moment d'ordre n suit une loi puissance ($M_n = a_n \cdot R^{b_n}$) en fonction de l'intensité R :

$$a_n = \int_0^{+\infty} x^n \cdot g(x) dx \quad (3.27)$$

$$b_n = \alpha + \beta(n + 1) \quad (3.28)$$

Par exemple, nous avons vu que la réflectivité est proportionnelle, dans l'approximation de Rayleigh, au moment d'ordre 6 de la DSD. En considérant toujours R comme le moment de référence, nous pouvons donc relier Z à R à partir de l'équation 3.26 sous une forme puissance ($Z = a_{zr} R^{b_{zr}}$) dont les coefficients sont :

$$a_{zr} = \int_0^{+\infty} x^6 \cdot g(x) dx \quad (3.29)$$

$$b_{zr} = \alpha + 7\beta \quad (3.30)$$

3.3.4 Principe d'auto-consistance

Dans la section 3.2 nous avons vu que sous l'hypothèse que les vitesses terminales de chute des gouttes de pluie suivent la relation puissance proposée par Atlas et Ulbrich (1977), l'intensité pluvieuse est proportionnelle dans ce cas au moment d'ordre 3.67 (équation 3.10), de la granulométrie.

En considérant $n=3.67$ dans l'équation 3.26 et en utilisant l'équation 3.10, il s'écrit que :

$$M_{3.67} = a_{3.67} R^{b_{3.67}} = \frac{R}{0.6 \cdot 10^{-3} \cdot 3.78 \cdot \pi} \quad (3.31)$$

D'où un ensemble de 2 équations appelées relations d'auto-consistance qui permettent de réduire le nombre de paramètres indépendants du modèle de granulométrie.

$$\int_0^{+\infty} x^{3.67} \cdot g(x) dx = \frac{1}{0.6 \cdot 10^{-3} \cdot 3.78 \cdot \pi} = \frac{1}{C_R} \quad (3.32)$$

$$4.67\beta + \alpha = 1 \quad (3.33)$$

3.3.5 Calage du modèle de DSD suivant la loi d'échelle : Estimation de α et β

D'après l'équation 3.28 les coefficients b_n suivent une relation linéaire en fonction de l'ordre ($n+1$) et des deux paramètres d'échelles α et β . Le calage va se faire en estimant les lois puissances entre les moments M_n et l'intensité pluvieuse (équation 3.26), puis en identifiant les coefficients de régression 3.28.

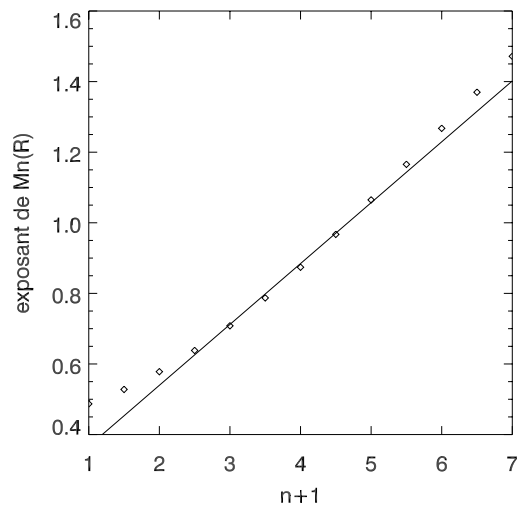


FIG. 3.2 – Evolution de l'exposant du moment d'ordre n en fonction de $n+1$. L'intensité de pluie est le moment de référence. Le jeu de données considéré est issu de l'expérimentation Alès 2004.

La figure 3.3.5 présente une série de mesures disdrométriques cévenoles.

Dans la pratique le paramètre β est estimé par régression de la loi linéaire 3.28, α provient de l'inversion de la loi d'auto-consistance 3.33.

3.3.6 Seconde étape : Ajustement de la fonction $g\left(\frac{D}{R^\beta}\right)$

La fonction g de l'équation (3.24), donne la forme générale du spectre de la DSD. Plusieurs types de fonctions peuvent être testés pour l'ajustement du modèle. Nous utiliserons dans notre étude une fonction exponentielle, et une fonction gamma.

Pour la loi exponentielle, en introduisant cette notation dans l'équation (3.24), nous pouvons alors proposer la formule analytique suivante pour l'allure de la DSD :

$$N(D, R) = R^\alpha \cdot k \cdot \exp\left(-\lambda \cdot \frac{D}{R^\beta}\right) \quad (3.34)$$

On montre qu'en étudiant la distribution de la variable $\frac{N(D, R)}{R^\alpha}$ en fonction de $\frac{D}{R^\beta}$, il est possible d'ajuster par une régression semi-logarithmique les paramètres k et λ . Ci dessous un exemple de calage pour un jeu de mesures de la base de données Alès 2004.

Pour la loi gamma il suffit d'appliquer la méthode classique à trois moments à la fonction :

$$N(D)/R^\alpha = k \cdot D^\mu \cdot \exp(-\lambda \cdot D/R^\beta).$$

Cette équation peut se mettre sous la forme : $Y = k \cdot D^\mu \cdot \exp(-\Lambda \cdot D)$ avec $\Lambda = \lambda/R^\beta$, et peut-être intégrée directement dans le schéma de résolution explicité dans la section 3.3.1.

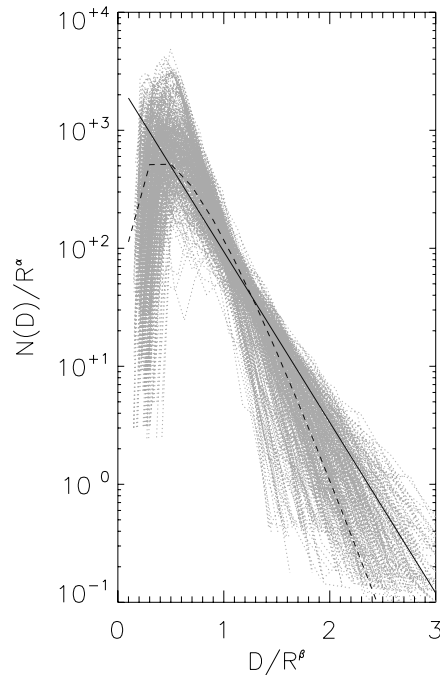


FIG. 3.3 – Exemple de calage d’une fonction exponentielle (trait plein) et d’une fonction Gamma (trait pointillé) sur un jeu de données de l’expérimentation Alès 2004.

3.4 Détermination de la loi Z-R

On trouve dans la littérature plusieurs démarches pour le calcul de la relation Z-R à partir de données granulométriques. Nous en testerons deux ici.

Premièrement la relation Z-R est calée directement sur les données expérimentales. L’intensité de pluie et la réflectivité sont calculées au pas de temps choisi par intégration des spectres. Ensuite une relation Z-R est estimée par une méthode de régression (linéaire sur les logarithmes ou non-linéaire du type Newton-Raphson). Il importe de pouvoir distinguer les régressions de Z sur R et de R sur Z.

Une seconde méthode consiste à modéliser la fonction granulométrique $N(D,R)$. A partir de l’expression de la DSD les variables R et Z sont estimées. Le calcul de Z implique le choix d’un modèle de diffusion (Mie, Rayleigh). la relation Z-R peut alors se calculer par une régression LOG-LOG ou par un ajustement exponentiel. Dans le cas d’un calage de la $N(D,R)$ par la loi d’échelle et l’utilisation du modèle de diffusion de Rayleigh nous pouvons utiliser les équations 3.29 et 3.30.

Chapitre 4

Principe des Traitements Régionalisés et Adaptatifs de Données radar pour l'Hydrologie (TRADHy)

Sommaire

4.1	Descriptifs des traitements radar de l'OHMCV	41
4.1.1	Stabilité de la mesure radar	42
4.1.2	Détermination du domaine de détection	42
4.1.3	Interpolation des mesures dans les zones d'échos fixes	45
4.1.4	Estimation de la réflectivité au sol	48
4.2	Evaluation de la qualité des estimations radar	50
4.2.1	La stratégie radar opérationnelle	50
4.2.2	Les différentes stratégies de calcul	53

4.1 Descriptifs des traitements radar de l'OHMCV

Dans ce chapitre nous allons présenter les étapes des traitements régionalisés et adaptatifs des données radar pour l'hydrologie en cours de développement au LTHE (logiciel TRADHy). Nous verrons comment s'insère la contribution de cette thèse. Les travaux présentés dans ce chapitre font l'objet de deux publications (Nicol et al. en préparation, Boudevillain et al. en préparation). Pour bien définir les champs d'actions du logiciel nous exposerons premièrement les travaux menés sur l'évaluation de la stabilité de la mesure radar dans le temps à l'aide des échos de sol. Ensuite nous traiterons de la définition du domaine de détection en exposant les travaux sur l'élimination des effets d'échos fixes. Puis nous exposerons le principe de correction PVR des cartes de réflectivités. Dans une seconde partie nous présenterons la méthode opérationnelle telle qu'elle était en place en 2002 ainsi que les différentes méthodes de traitement de la donnée radar que nous testerons dans cette thèse.

4.1.1 Stabilité de la mesure radar

Durant l'automne 2002, la stabilité de la mesure du radar de Bollène a été vérifiée. La connaissance des variations de l'étalonnage électronique du radar est essentielle pour les applications qualitative.

Pour évaluer cette stabilité, l'idée a été d'étudier les fluctuations des échos fixes durant toute la saison. Les échos de montagnes sont quasiment invariant dans le temps. La stabilité de leur mesure durant la saison, est un bon indicateur de la stabilité globale du radar.

Choix des échos fixes de contrôle

Avant toute chose, il convient de déterminer quels échos fixes sélectionner. Pour cela 10 jours de mesure par temps sec de la région sont utilisés. Ces échos sont évalués pour une distance comprise entre 10km du radar (afin d'éviter les effets de saturation de l'antenne) à 50km et triés selon les critères indiqués dans le tableau de la figure 4.1. Une fois cette famille d'échos fixes déterminée, l'évolution de ces échos est étudiée, comme le montre la figure 4.1.

Celle-ci présente la chronique de la moyenne sur 10 minutes de ces échos pour l'ensemble de la saison 2002.

Interprétation

La réflectivité moyenne des échos fixes pour l'automne complet est de 51.8 dBZ avec un écart type de 2.5 dBZ. Les cinq évènements de l'expérimentation Bollène 2002 décrit précédemment, sont indiqués sur la chronique par des losanges gris. Nous voyons que pour l'ensemble de ces journées le critère de stabilité (la moyenne de la réflectivité) est inférieur de 0.5dBZ par rapport à la moyenne sur la saison. Cette faible valeur du critère indique une excellente stabilité de la mesure durant ces journées.

La caractérisation de la stabilité de la mesure radar est cruciale pour une bonne estimation des précipitations. La figure 4.2, présente la chronique des valeurs des échos fixes sélectionnés par la méthode de stabilité pour les 27 et 28 Octobre 2004. Ces échos fixes sont les mêmes que ceux de l'automne 2002, or nous avons une variation du critère de stabilité de 6dBZ. Cet écart, que nous pensons dû à une variation de la calibration du radar, risque de provoquer des différences d'un facteur 4 sur les données de réflectivités. Il a été nécessaire de réajuster les mesures et de les relever de 6dBZ.

4.1.2 Détermination du domaine de détection

Pour faire une mesure de pluie correcte il importe de caractériser et délimiter le domaine de détection de la mesure. Nous allons présenter ici deux méthodes de détermination des zones de masque et d'échos fixes.

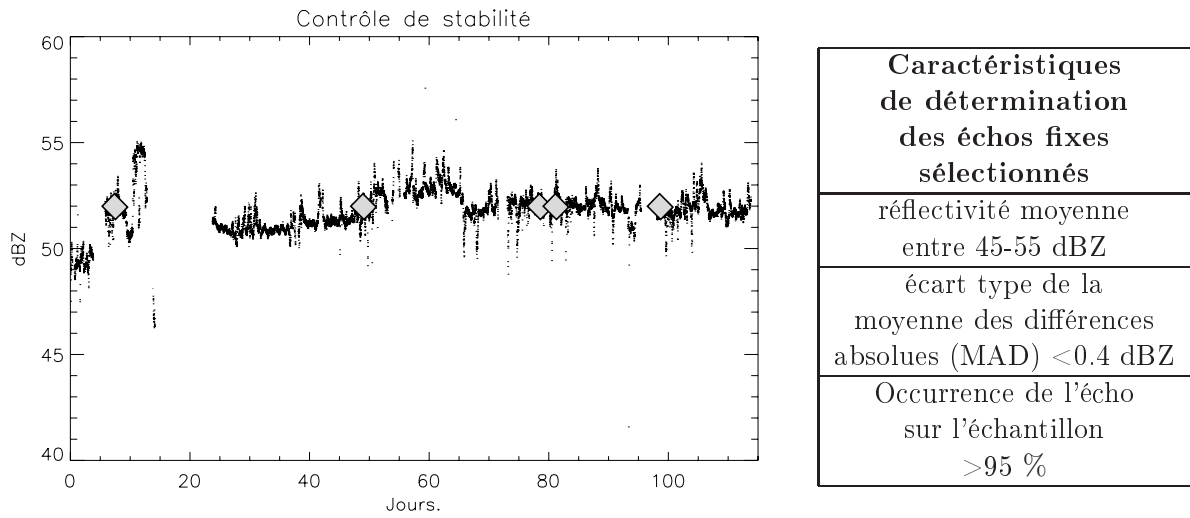


FIG. 4.1 – A gauche : chronique du critère de stabilité : moyenne de la réflectivité sur 10 minutes des échos fixes tests au cours de l'automne 2002. Les losanges gris symbolisent les moyennes relatives aux cinq événements d'études de l'expérimentation Bollène 2002 (8-9 septembre, 21 octobre, 21 et 24 novembre et 10-12 décembre). A droite tableau récapitulatif des caractéristiques de sélection des échos fixes utilisés pour évaluer la stabilité de la mesure.

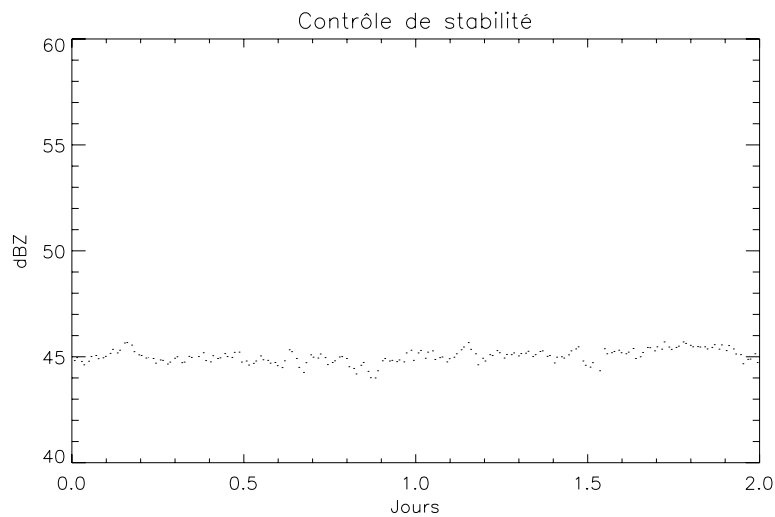


FIG. 4.2 – Chronique de critère de stabilité pour les 27 et 28 Octobre 2004.

Méthode Statique

Cette détermination statique se base sur l'utilisation d'une carte d'échos de réflectivité réalisée par temps sec. La moyenne des réflectivités sur dix jours non pluvieux permet de fournir une carte d'échos fixes dont les origines sont diverses, figure 4.3.

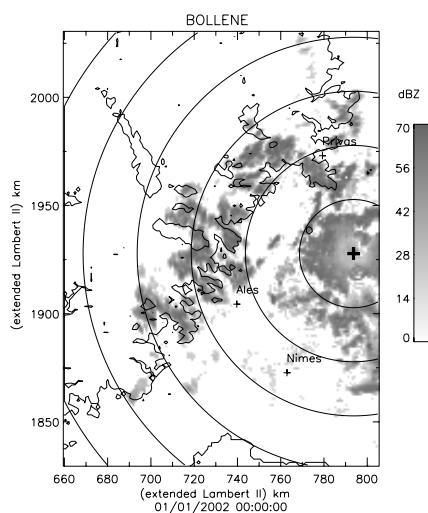


FIG. 4.3 – Échos fixes de temps sec estimés (dBZ) par le radar de Bollène pour l'élévation de l'antenne de 0.4°.

A proximité du radar nous voyons des échos principalement d'origines anthropiques (autoroute, structures métalliques...) apparaissant pour toutes les élévations de l'antenne.

A plus grande distance, nous retrouvons des échos de montagnes des contres-forts des Cévennes. Contrairement aux échos anthropiques ceux-ci influencent seulement les mesures des plus basses élévations et disparaissent ensuite. L'ensemble des pixels affectés par des échos fixes de temps sec supérieurs à 16 dBZ et d'occurrence au moins égale à 5% du temps sont éliminés des images radar par temps de pluie.

Méthode dynamique

Découlant de travaux menés en collaboration avec la direction des système d'observation de Météo France (Nicol et al. 2004) sur le radar de Trappes, cette méthode est basée sur l'utilisation des éléments suivants :

- la carte d'échos fixes moyens de temps sec utilisée par la méthode statique.
- la carte des moyennes des différences absolues des réflectivités tir à tir (MAD pour mean absolute difference, afin d'être en accord avec Nicol et al. 2006). Celles-ci traduisent de la variabilité dans le temps de la réflectivité sur chaque pixel de la carte . Par définition un écho fixe apparaît sur les images radars avec un signal relativement stable. La recherche des zones de variabilité faible vont correspondre aux échos fixes.
- la carte des moyennes des différences absolues des réflectivités par temps sec.
- la moyenne absolue des différences des réflectivités tir à tir (AMD pour absolute mean difference), permettant d'identifier les forts gradients généralement présents sur les bordures des régions d'échos fixes.

Les variables MAD et AMD sont définies par les équations suivantes :

$$MAD_{I,n,N} = \frac{1}{N} \sum_{k=I-\frac{N}{2}}^{k=I+\frac{N}{2}} | Z_{k-\frac{n}{2}} - Z_{k+\frac{n}{2}} | \quad (4.1)$$

$$AMD_{I,n,N} = \frac{1}{N} \sum_{k=I-\frac{N}{2}}^{k=I+\frac{N}{2}} Z_{k-\frac{n}{2}} - Z_{k+\frac{n}{2}} | \quad (4.2)$$

Où Z est en dBZ, I est l'indice de la pulsation autour de laquelle est centré le calcul, n est le nombre de pulsations séparant les valeurs de réflectivité servant aux calculs des différences et N est l'effectif des mesures servant aux calculs des moyennes.

A partir de ces outils la méthode considère quatre catégories d'échos.

- Les échos persistants : zones de réflectivité de temps sec supérieure à 45 dBZ en moyenne sur la chronique, ou une $\overline{MAD}_{dry}(i) > 3.5$ dBZ avec une occurrence d'apparition supérieure à 25% sur les cartes de temps sec.
- Les échos persistants avec une variabilité entre pulsation moyenne $3.5 \text{ dBZ} > \overline{MAD}_{dry}(i) > 2.5 \text{ dBZ}$.
- Les échos persistants avec une variabilité entre pulsation faible $2.5 \text{ dBZ} > \overline{MAD}_{dry}(i)$.
- Les échos ayant une valeur, hors période de temps sec, de $MAD(i,t) < 3 \text{ dBZ}$
- Une dernière élimination consiste à enlever les échos directement adjacents aux échos déterminés par les critères ci-dessus, si et seulement si leur gradient local AMD est supérieur à 8dBZ/km.

4.1.3 Interpolation des mesures dans les zones d'échos fixes

Un dernier traitement des images radar est réalisé en amont des travaux propres à ce mémoire. Il s'agit d'une interpolation horizontale de la réflectivité sur les zones où l'on a éliminé des échos

fixes. Ceci permet de retrouver des images continues qui faciliteront la détection des types de pluie.

La palette suivante présente 4 coupes de l'évènement du 8 Septembre 2002 à 20h30. Chacune des 3 dernières fenêtres montrent l'apport des méthodes décrites ci-dessus.

- a : image des réflectivités brutes à 10 minutes.
- b : image de la répartition spatial du critère MAD.
- c : image après l'utilisation de la méthode DYN (élimination d'échos fixes dynamique)
- d : image finale après interpolation sur les valeurs manquantes.

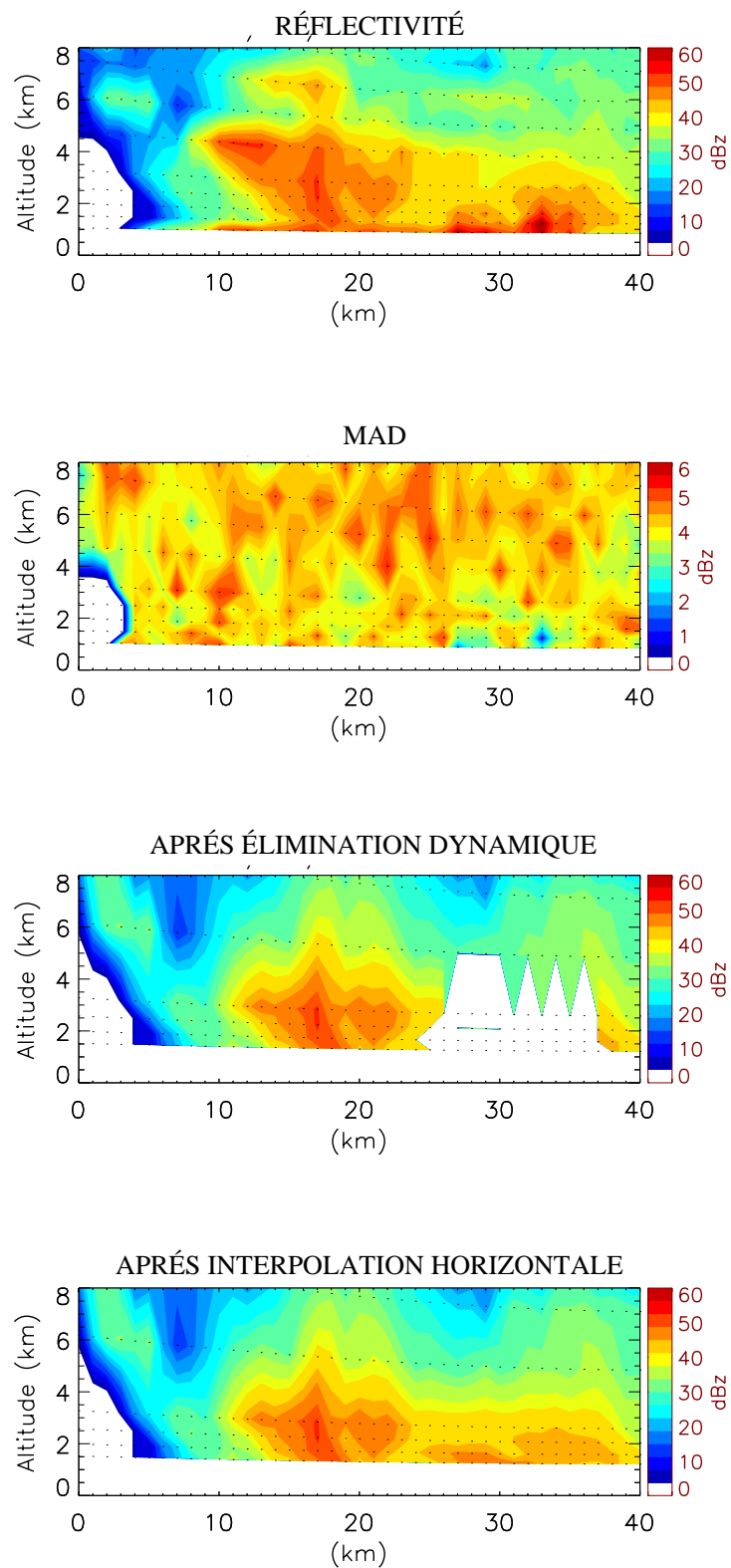


FIG. 4.4 – Illustration de la méthode dynamique, dans l'ordre de haut en bas : coupe de la mesure radar brutes à 10 minutes, coupe des valeurs du critère MAD, coupe après élimination dynamique des échos fixes, coupe après interpolation (coupe sud-nord à 50 km à l'ouest du radar de Bollène pour l'évènement du 8 Septembre 2002 à 20h30).

4.1.4 Estimation de la réflectivité au sol

Dans le chapitre 2 nous avons donné la définition générale de la correction de PVR ainsi que celle du facteur correctif $FC_{i,n}$. Mais les méthodes d'application sont diverses. Nous utilisons un protocole de correction prenant en compte le maximum d'informations issues du PVR apparent. Notamment il n'utilise pas un seul facteur correctif pour retrouver la valeur de réflectivité au sol mais une combinaison des $FC_{i,n}$ calculés pour chaque angle de site de mesure.

On considère que l'ensemble du profil de réflectivité peut apporter une information utile au calcul de la réflectivité au sol.

La combinaison linéaire des $Z_{i,n}$ permet de calculer une valeur de réflectivité au sol, $Z_{i,sol}$:

$$Z_{i,sol} = \frac{\sum_{n=1}^{nbsite} P_{i,n} \cdot FC_{i,n} \cdot Z_{i,n}}{\sum_{n=1}^{nbsite} P_{i,n}} \quad (4.3)$$

Les poids $P_{i,n}$ sont définis par la formule suivante :

$$P_{i,n} = \max(FC_{i,n}; 1/FC_{i,n})^{-2} \quad (4.4)$$

Cette combinaison permet de donner le même poids aux valeurs de réflectivité ayant un $FC_{i,n}$ égal soit à 0.5 soit à 2. De plus la forme quadratique favorise les $FC_{i,n}$ proches de 1.

Nous venons de détailler le large éventail des méthodes de traitement radar que nous utiliserons dans la suite de nos travaux. Pour plus de détails sur chacune d'elles nous renvoyons le lecteur à la bibliographie que nous avons citée au fur et à mesure de la description.

Nous présentons, figure 4.5, un diagramme des traitements Tradhy. En fonction du choix de stratégie certaines des modules de ce diagramme sont activés ou court-circuités.

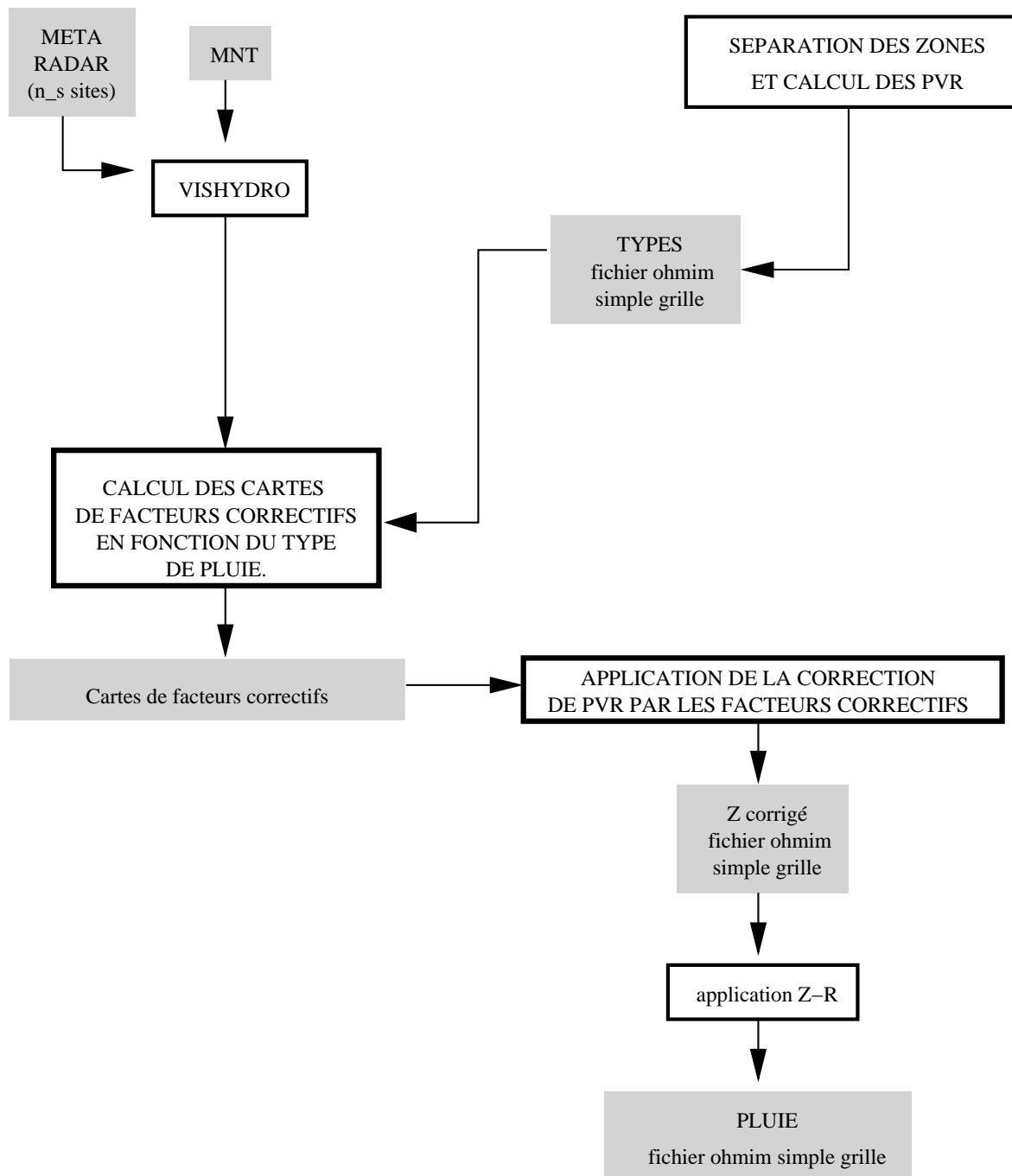


FIG. 4.5 – Diagramme de fonctionnement générale des méthodes TRADHy. En fonction de la stratégie adoptée certains blocs sont activés ou désactivés

4.2 Evaluation de la qualité des estimations radar

L'utilisation des outils présentés dans la section précédente permet de calculer des lames d'eau radar. Une évaluation par rapport aux lames d'eau de références issues d'une analyse géostatistique des mesures pluviométriques (Kirstetter 2007) est appliquée.

On considère différentes combinaisons d'algorithmes qualifiés de statiques lorsque les algorithmes sont paramétrés à priori et de dynamiques lorsque les algorithmes sont paramétrés lors d'une phase d'identification portant sur les données du pas de temps en cours de traitement.

On compare également les performances des diverses stratégies proposées à une "méthode plancher", de référence, constituées par la stratégie de traitement opérationnelle en 2002. On appréciera ainsi le gain éventuel apporté par rapport aux modes de traitements opérationnels antérieurs.

4.2.1 La stratégie radar opérationnelle

Le service opérationnel de Météo-France nous fournit une estimation de lame d'eau, calculée à l'aide du radar, que nous prendrons comme "méthode plancher" servant de base de comparaison. Cette lame d'eau peut être comparée aux cartes de cumuls de pluie pluviométriques telles que nous les présentons sur les figures 4.6, 4.7, 4.8. Sur celles-ci nous retrouvons deux fenêtres de comparaison. La première donne les résultats pour l'épisode du 8 et 9 Septembre 2002 au pas de temps événementiel, et la seconde au pas de temps horaire.

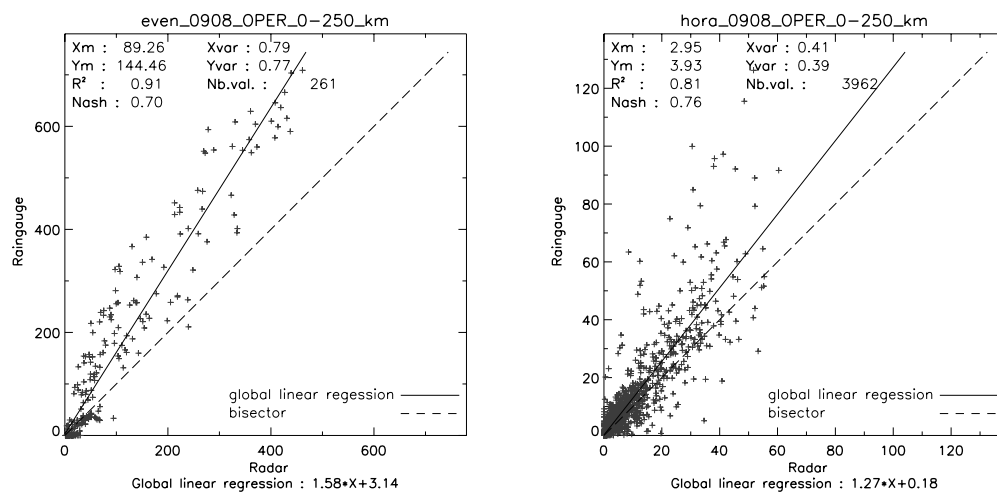


FIG. 4.6 – Résultats de reconstitution de la lame d'eau pour le 8-9 septembre 2002, estimé par la méthode opérationnelle aux pas de temps événementiel et horaire

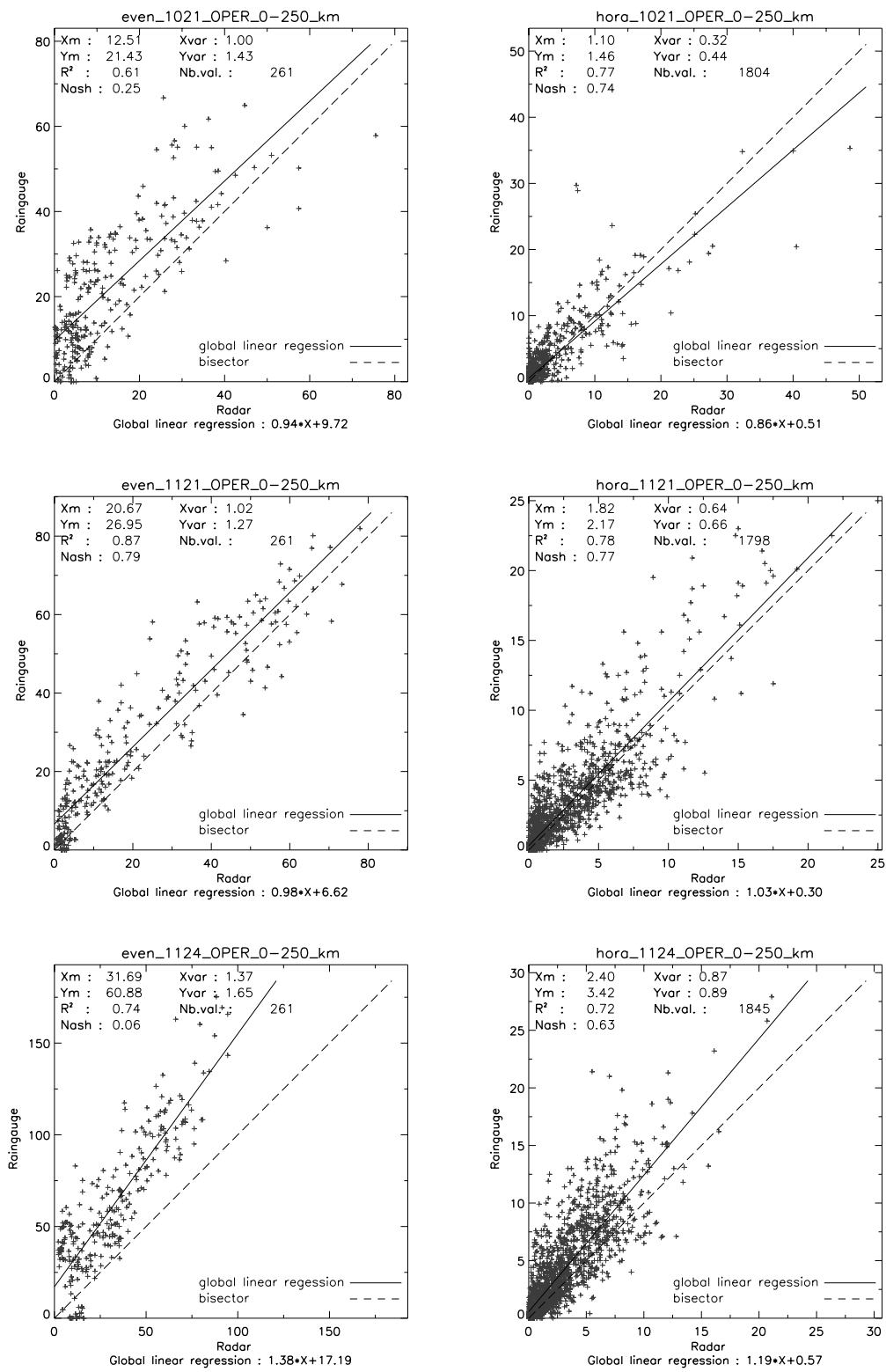


FIG. 4.7 – Résultats de reconstitution de la lame d'eau pour les 21 octobre, 21 et 24 novembre 2002, estimés par la méthode opérationnelle aux pas de temps événementiel et horaire

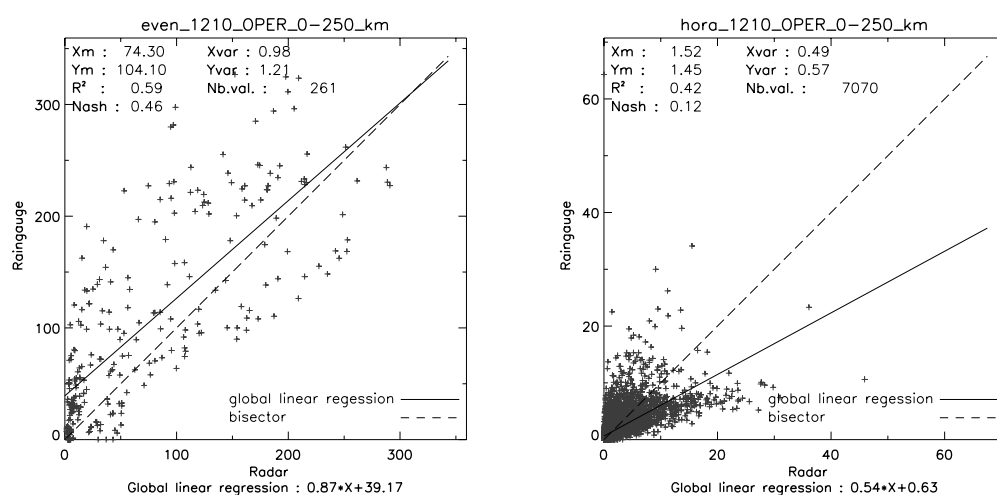


FIG. 4.8 – Résultats de reconstitution de la lame d'eau pour le 10-12 décembre 2002, estimé par la méthode opérationnelle aux pas de temps événementiel et horaire

Un paramètre n'est pas pris en compte dans le type de résultats présentés sur les fenêtres des figures 4.6, 4.7 et 4.8, c'est la spatialisation de l'erreur. En effet la représentativité de la mesure radar est fortement dépendant de la distance entre la pluie et le radar.

La figure 4.9 montre une carte de la région représentant la différence entre le cumul événementiel radar de la méthode opérationnelle et le cumul événementiel pluviométrique krigé pour l'évènement du 8 et 9 Septembre 2002.

Interprétation

Les valeurs négatives sur la figure 4.9 indiquent une sous-estimation de la lame d'eau radar par rapport aux mesures des pluviomètres (inversement pour les valeurs positives). Nous voyons qu'il y a de fortes surestimations aux niveaux des reliefs certainement dues aux échos fixes résiduels. Sur les plaines du Gard, le radar sous-estime par contre la lame d'eau. Les effets de masques sont faibles dans cette région. Nous sommes en présence soit d'une mauvaise estimation de la réflectivité par le radar ou alors l'application d'une relation Z-R inadéquate. Les différents traitements des données radar proposés par les méthodes TRADHy vont tenter de diminuer ces problèmes.

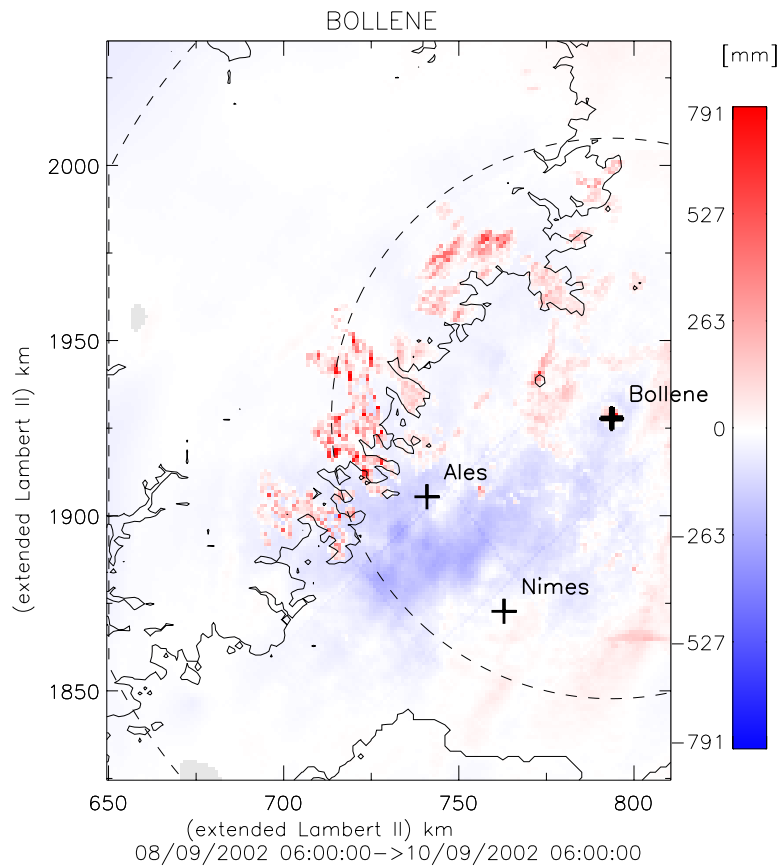


FIG. 4.9 – Carte des différences entre les cumuls de pluie krigées issus des pluviomètres et les cumuls de pluie calculés par la méthode radar opérationnelle.

4.2.2 Les différentes stratégies de calcul

Chacune des méthodes de traitements de la donnée radar que nous avons réalisées fait intervenir un ou plusieurs des outils décrits dans les paragraphes précédents. Le tableau 4.1 récapitule et détaille chacune des méthodes dont nous traiterons dans ce mémoire.

Les résultats de reconstitution de ces stratégies seront présentés dans le chapitre 6, nous traiterons des reconstitutions allant de DYN0 à DYN3. Une analyse granulométrique que nous développerons dans la troisième partie de ce mémoire va permettre de proposer un jeu de relations Z-R spécifiques à la région Cévennes-Vivarais. Celles-ci seront testées dans une variante de la stratégie DYN3 et exposée au chapitre 9.

Dans la partie suivante nous allons exposer le développement de l'algorithme de séparation des types de pluie.

Dénomination	Traitement Echos fixes	Correction. du PVR	Relation Z-R
DYN1	Dyn	PVR identifié à chaque pas de temps correction avec 1 seul PVR pour toute la zone	Z-R simple $Z=200R^{1.6}$
DYN2	Dyn	PVR typés par pas de temps	Z-R simple $Z=200R^{1.6}$
DYN3	Dyn	PVR typés par pas de temps	Z-R différenciées issue du réseau NEXRAD Convectif : $Z=300R^{1.4}$ Autres : $Z=200R^{1.6}$

TAB. 4.1 – Descriptif des stratégies de reconstitution de lame d'eau radar menés dans le cadre de TRADHy

Deuxième partie

Variabilité de la structure verticale des précipitations cévenoles.

Chapitre 5

Détermination radar des types de pluies

Sommaire

5.1	Le radar volumique de Bollène	58
5.2	Les différents types de pluies	63
5.2.1	Les zones convectives	63
5.2.2	Les zones stratiformes à bande brillante	63
5.3	Détection de la bande brillante : algorithme de Sanchez-Diezma et al. (2000)	66
5.3.1	Influence du protocole de balayage sur la détection de la bande brillante	68
5.4	Algorithme de détection des zones convectives	69
5.4.1	L'algorithme de Steiner et al. (1995)	69
5.5	Chaîne décisionnelle : algorithme de séparation volumique (ASV) première étape	73
5.5.1	Principe	73
5.5.2	Résultats de séparation	78
5.5.3	Analyse des PVR apparents par type de pluie	79
5.6	Extension de la séparation par identification : deuxième étape	83
5.6.1	Résultats de la séparation sur d'autres cas	86
5.6.2	Organigramme de l'algorithme	90

Le travail présenté dans ce chapitre va traiter de la démarche que nous avons suivie pour déterminer différents de types de pluies sur une image radar. Afin de s'affranchir des effets de l'hétérogénéité des précipitations au sein du nuage nous avons élaboré une méthodologie de séparation des types de pluies automatique classant celles-ci en trois familles distinctes : convectif et stratiforme à bande brillante et indéterminé. Le lecteur pourra également se reporter à l'article de Nicol et al. (2006), dans lequel ces travaux sont présentés.

Nous exposerons premièrement les caractéristiques du radar de Bollène et les données utilisées, puis les caractéristiques des différentes classes de pluie au sein de l'imagerie d'un radar conventionnel opérant en mode volumique. La méthode sera présentée avec :

- un descriptif des deux algorithmes originaux de Steiner et al. (1995), et Sanchez-Diezma et al. (2000) avec les modification que nous y avons apporté.
- la définition de l'arbre de décision qui compose avec les résultats des deux algorithmes pour en déduire le type de pluie final.

- Nous verrons que cette méthode est soumise aux effets de l'échantillonnage du radar.
- Nous présenterons une deuxième étape de la séparation permettant un raffinement de la séparation après analyse des PVR apparents par type de pluie.
- Nous présenterons au final les résultats de cette identification des types de pluie et de leur structure verticale.

5.1 Le radar volumique de Bollène

Depuis septembre 2002, le radar météorologique de Météo France, situé à Bollène (figure 5.1) dans le Vaucluse, fonctionne en mode volumétrique sur alerte météorologique. Il travaille en bande S (longueur d'onde de 11 cm) avec un angle d'ouverture de faisceau de 1.2° . La profondeur des portes de la mesure du radar (profondeur radiale du volume de résolution) est de 300 mètres. Au cours de l'expérimentation Bollène 2002, le protocole se décomposait en deux cycles consécutifs de 5 minutes comprenant 8 angles de sites chacun (tableau 5.1) dont les 3 sites de la mesure opérationnelle étaient communs aux deux cycles (angles nécessaires pour l'établissement des produits opérationnels). Les angles complémentaires ont été choisis pour obtenir une couverture aussi complète que possible du volume de détection ; une mesure à 0.4° à également été ajoutée pour améliorer la détection des pluies intenses sur la mer Méditerranée au sud du radar.

Depuis 2003, le protocole est de 3 cycles de 8 angles de site sur 15 minutes (tableau 5.2). Le protocole opérationnel du radar se compose de 3 angles de site (0.8° , 1.2° , 1.8°). Celui-ci permet, après composition des données, d'avoir une image à deux dimensions de la répartition des réflectivités autour du radar, cette image est dénommée CAPPI. Le protocole volumique conserve les angles des sites opérationnels et en ajoute d'autres pour enrichir la récolte.



FIG. 5.1 – Photographie du radar de Bollène (Vaucluse) (Météo France).

Premièrement nous allons présenter les définitions des deux produits radar que nous pouvons utiliser.

Définitions

Image PPI (Plan Position Indicator) : Image en coupe du volume radar pour un angle de site constant, l'altitude de la mesure varie donc avec la distance au radar

Image CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) : Image en coupe du volume radar à une altitude constante, un protocole de composition des mesures de plusieurs angles de site réalisé pour obtenir cette image est utilisé.

Par exemple pour le radar de Bollène nous avons une image dite Pseudo-CAPPI car la variété des angles de sites opérationnels ne nous permet pas d'avoir une altitude constante. celle-ci se compose de la manière suivante : mesure de l'angle de site 0.8° de 0km et 35km, puis site 1.2° de 35km à 75km et enfin 1.8° au-delà de 75km, figure 5.2.

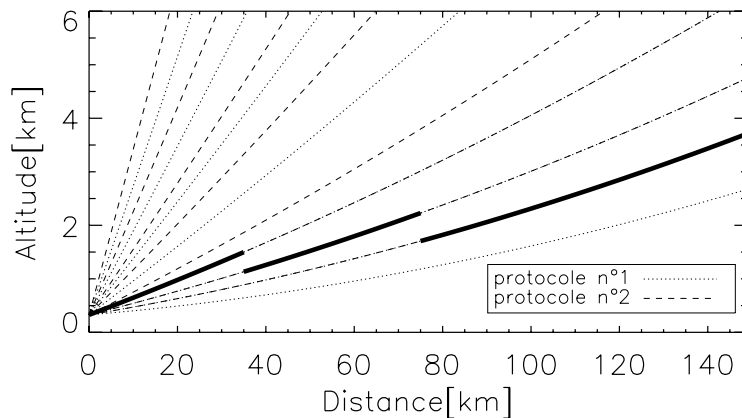


FIG. 5.2 – Exemple des deux protocoles à 5 minutes pour 2002. En trait gras nous retrouvons le protocole opérationnel.

L'information sur la structure verticale du nuage que nous apporte le protocole volumétrique est indispensable pour la séparation des types de pluie que nous allons présenter par la suite.

La mesure brute

Dans la suite de notre travail nous utiliserons des données radar représentées sur une carte cartésienne. Or la mesure brute est réalisée en géométrie polaire comme le représente le schéma 2.2. La méthode de projection dans le plan cartésien fait correspondre la valeur de réflectivité mesurée par le radar avec la maille cartésienne située au droit du centre du volume de résolution. La vitesse de rotation de l'antenne étant de 10 ou 15° par seconde, la fréquence d'émission de 250 Hz et la profondeur des portes de 300 m tous les pixels de la carte cartésienne possèdent au moins une valeur de réflectivité lorsque l'on se situe entre 0 et 200 km du radar.

N° Site	angle	vitesse de rotation [°/s]	N° Site	angle	vitesse de rotation [°/s]
1	0.4	15	9	18.0	15
2	14.0	15	10	11.1	15
3	9.0	15	11	7.0	15
4	6.0	15	12	4.8	15
5	3.6	15	13	2.4	15
6	1.8	10	14	1.8	10
7	1.2	10	15	1.2	10
8	0.8	10	16	0.8	10

TAB. 5.1 – Protocole de balayage du radar de Bollène en 2002. Deux cycles de balayage en 10 minutes avec comme angles communs les angles du protocole opérationnel.

N° Site	angle	vitesse de rotation [°/s]	N° Site	angle	vitesse de rotation [°/s]	N° Site	angle	vitesse de rotation [°/s]
1	8.9	15	9	11.1	15	17	14.0	15
2	4.8	15	10	6.0	15	18	8.9	15
3	0.4	15	11	0.4	15	19	0.4	15
4	3.6	15	12	3.6	15	20	3.6	15
5	2.4	15	13	2.4	15	21	2.4	15
6	1.8	10	14	1.8	10	22	1.8	10
7	1.2	10	15	1.2	10	23	1.2	10
8	0.8	10	16	0.8	10	24	0.8	10

TAB. 5.2 – Protocole de balayage du radar de Bollène à partir de 2003. Trois cycles de balayage en 15 minutes avec 6 angles communs comprenant les angles du protocole opérationnel.

Problème dû au protocole entrelacé du radar

Nous avons tenté dans un premier temps de considérer l'ensemble de l'information disponible au pas de temps de 10 minutes. Mais nous avons dû renoncer à cette idée en raison des effets de l'advection des précipitations.

Deux angles consécutifs géométriquement (2.4° et 3.6° par exemple) ne se succèdent pas dans le temps mais sont décalés de 5 minutes. Si le déplacement du système précipitant est assez grand on peut voir apparaître des variations ‘‘*artificielles*’’ entre les mesures à ces sites, simplement dues à l'advection du système précipitant.

Ceci est illustré par la figure 5.3 qui propose, sur la colonne de gauche, une coupe dans un volume radar à 10 minutes (utilisant l'ensemble des sites de mesure) et deux coupes correspondant à chaque balayage à 5 minutes. Les lignes pointillées sont les altitudes de mesures de l'appareil, c'est à dire le centre du volume de résolution. Entre chaque ligne nous avons procédé à une interpolation linéaire.

Sur la droite de chaque coupe nous avons représenté le profil vertical de réflectivité pour une

verticale donnée (trait pointillé sur les coupes de volume). Le PVR en “dent de scie” du protocole emboîté illustre clairement ce problème d’échantillonnage.

Nous ne travaillerons donc plus qu’avec des images à 5 minutes pour éviter l’apparition de tels gradients qui pourraient fausser la détection de bande brillante.

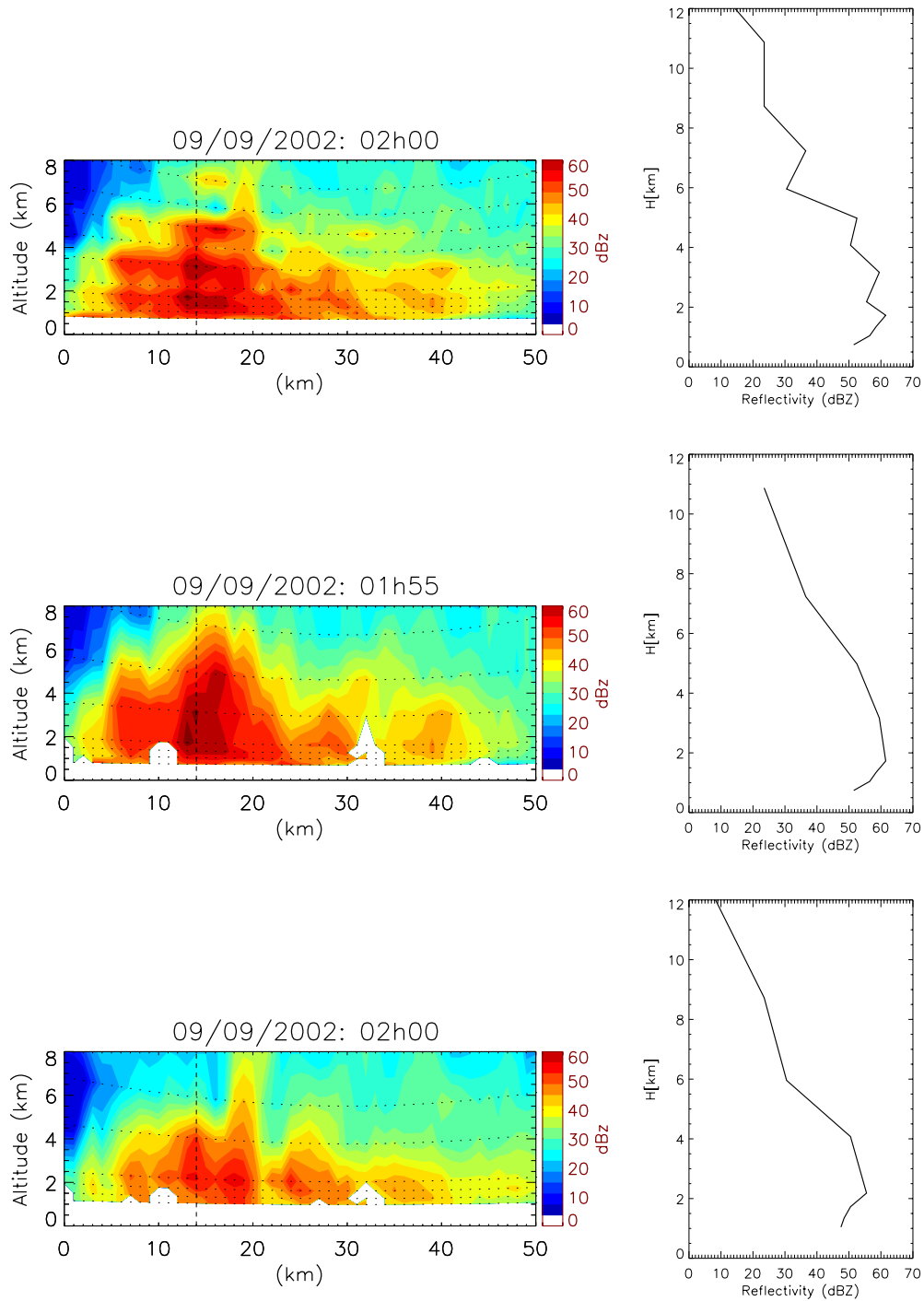


FIG. 5.3 – Colonne de gauche : en haut coupe sur un volume échantillonné en 10 minutes dans laquelle apparaissent de fortes discontinuités dues à l’advection. Au milieu et en bas : mêmes section de coupe en décomposant le volume à 10 minutes en 2 volumes à 5 minutes. La perte d’information causée par la diminution du nombre d’angles de site est compensée par une meilleure cohérence de la structure verticale des précipitations. Disparition des cellules “suspendues”. Colonne de droite : PVR apparent mesuré suivant la verticale V1 (ligne pointillée) pour chacun des volumes. Nous voyons disparaître entre le PVR du haut et les suivants les forts gradients de réflectivité dues à l’advection.

5.2 Les différents types de pluies

Pour détecter des types de pluie automatiquement, il faut définir précisément les familles de précipitations que nous voulons étudier. Nous allons énoncer ici les caractéristiques des différents types de pluie que nous étudierons dans la suite de ce mémoire. Les définitions qui suivent, pour chacun de ces types, sont dédiées à la mesure radar. Leur définition climatologique a été faite dans le chapitre 1. Ces types de pluies sont aux nombres de deux :

- Les zones *convectives*.
- Les zones *stratiformes à bande brillante*.

5.2.1 Les zones convectives

L'aspect en colonne des cellules convectives, décrit dans le chapitre 1, se retrouve sur les images radars. En effet les mouvements verticaux au sein de la cellule provoquent un brassage et une croissance des gouttes sur toute la colonne qui conduit à de fortes valeurs de réflectivités. Les PVR caractéristiques de ces zones comportent donc une première phase avec un gradient réflectivité/altitude très faible. La figure 5.4 illustre ce phénomène. Il s'agit d'une coupe du volume radar mesurée le 9 septembre 2002 à 02h00 (TU) accompagné du PVR apparent convectif moyen estimé sur la zone.

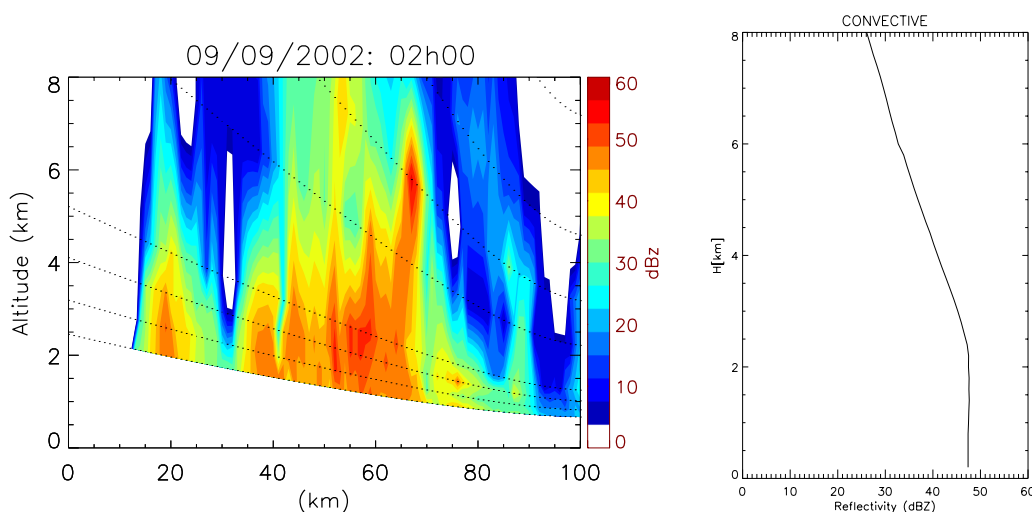


FIG. 5.4 – Visualisation d'une zone de convection profonde mesurée par le radar de Bollène le 9 septembre à 02h00.

5.2.2 Les zones stratiformes à bande brillante

Le terme de "**bande brillante**" est spécialement utilisé par les radaristes et celui-ci caractérise de la zone de fusion eau-glace que l'on retrouve dans certain système précipitant au voisinage de l'isotherme 0°C . Lorsque les cristaux de glace entrent en fusion, leurs périphéries se recouvrent d'une fine couche d'eau liquide. Ceux-ci apparaissent alors comme de grosse gouttes d'eau et donnent lieu à de fortes réflectivités en raison des valeurs relatives des constantes diélectriques de l'eau et de la glace (0.93 pour l'eau et 0.24 pour la glace).

Par ailleurs les vitesses de chute des cristaux de glace étant beaucoup plus faibles que celles des gouttes d'eau liquide il y a une accumulation de cristaux dans la zone de fusion juste au-dessus de l'isotherme 0°C . La région de l'isotherme 0° est donc caractérisée par une augmentation de la réflectivité comme le montre la figure 5.5

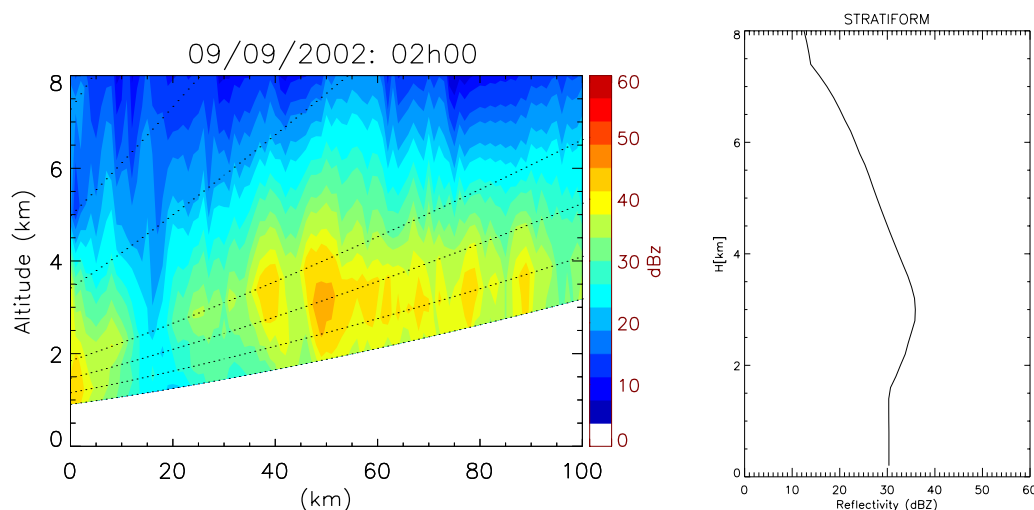


FIG. 5.5 – Coupe verticale d'une zone stratiforme à bande brillante. Nous voyons la région de fortes réflectivités autour de 3km correspondant à l'isotherme 0° .

Ce phénomène se produit dans les zones dites stratiformes, où il y a peu de circulation verticale favorisant ainsi une stratification de la granulométrie du nuage, et l'existence d'une couche de fusion bien délimitée.

La figure 5.5 donne un exemple de détection de bande brillante dans une coupe verticale d'un volume radar.

La bande brillante se caractérise par un pic de réflectivité comme le PVR apparent moyen stratiforme de la figure 5.5.

Les deux types de pluie présentés ci-dessus possèdent des caractéristiques différentes que nous rappelons ici :

- Stratiforme à bande brillante :
 - des vitesses verticales faibles.
 - des gradient horizontaux faibles.
 - un pic de réflectivité à l'altitude de l'isotherme 0° .
- Convection
 - Dans la plupart des cas il y a un fort développement vertical du système précipitant.
 - Fortes valeurs de réflectivités
 - Gradients horizontaux forts

Ce sont ces qualités que nous allons exploiter pour réaliser une régionalisation par classes de pluie d'une carte de réflectivité.

Dans les paragraphes suivants nous allons détailler le principe de la séparation des zones convectives et des zones stratiformes à bande brillante. Pour illustrer chacune des étapes nous utiliserons les mesures du radar de Bollène le 09 septembre 2002 à 02h00 (TU). Comme nous pouvons le voir à travers la figure 5.6, il y a coexistence, à ce pas de temps, de fortes cellules convectives au Sud-ouest du radar et d'une bande brillante très bien marquée au Nord. A travers cet exemple nous verrons les apports de chaque étape de l'algorithme. Dans la dernière partie de ce chapitre nous illustrerons des applications à d'autres pas de temps et d'autres événements de la base de données.

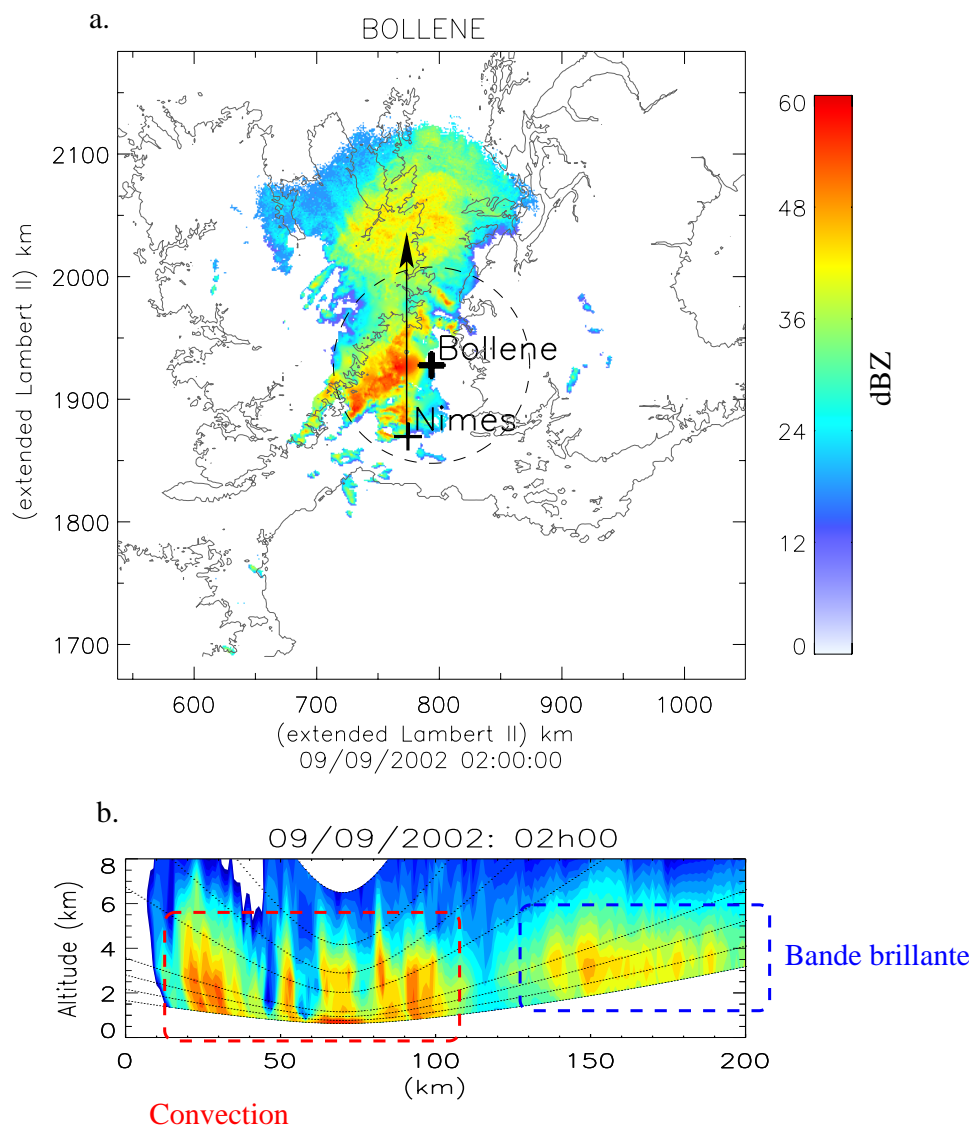


FIG. 5.6 – Coupe horizontale (PPI 0.8°) et coupe verticale de l'évènement pluvieux du 09 septembre 2002 à 02h00 (TU). Il se distingue sur les deux images une zone de convection au Sud-ouest de Bollène et une zone de bande brillante au Nord. Celle-ci est bien mise en valeur sur la coupe verticale suivant le transect indiqué sur l'image du haut. Cette image est traitée vis à vis des échos fixes.

5.3 Détection de la bande brillante : algorithme de Sanchez-Diezma et al. (2000)

Notations : L'indice i correspondra au pixel d'étude P_i (point dont on cherche à déterminer le type), n indicera le nième angle de site.

Cet algorithme est basé sur la recherche d'un pic de réflectivité correspondant à la bande brillante, à travers les mesures du radar à différentes altitudes.

Hypothèse

L'algorithme employé suppose qu'il n'existe qu'une seule altitude de bande brillante à chaque pas de temps t sur le domaine d'étude. Donc l'altitude de l'isotherme 0° est, sous cette hypothèse peu variable spatialement. Ceci n'est certainement pas vrai, notamment à cause de l'effet du relief ou lorsque coexistent dans le domaine de détection des masses d'air de caractéristiques différentes (pré et post frontales par exemple). Il sera intéressant dans une version ultérieure de la régionalisation des types de pluie, de relaxer cette hypothèse et de produire une estimation de la bande brillante prenant en compte sa variabilité spatiale.

Stabilité du profil apparent

Pour réduire la forte variabilité du PVR apparent nous ne travaillerons pas avec le PVR apparent sur la verticale du pixel P_i , mais avec le PVR local moyen (moyenne sur les valeurs en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$) comprenant le pixel P_i et ses 8 voisins directs. La figure 5.7 montre l'allure des PVR apparents de 9 voisins et du PVR apparent moyen pour un cas de bande brillante.

Première étape de calcul

Pour débiter, l'algorithme recherche dans l'ensemble du domaine de détection, s'il existe des gradients verticaux de réflectivités forts. Pour cela nous allons introduire les notations suivantes :

- $Z_{i,np}$ correspondant à la mesure de réflectivité à un angle de site en dessous de $Z_{i,n}$.
- $Z_{i,nq}$ correspondant à la mesure de réflectivité à un angle de site en dessus de $Z_{i,n}$.

Ces notations se justifient lorsque $Z_{i,n}$ se trouve au niveau de la bande brillante. Dans ce cas nous avons de la glace au-dessus et en dessous nous avons de la pluie.

Sanchez-Diezma et al. (2000) préconisent de prendre, pour le calcul de la contrainte, la valeur $Z_{i,np}$ (ou $Z_{i,nq}$) à l'angle de site $n-2$ (ou $n+2$) dans la mesure où l'écart des altitudes entre les sites n et $n-2$ (ou $n+2$) est au moins égal à 1km : $h_n - h_{pluie} \geq 1\text{km}$ et $h_{glace} - h_n \geq 1\text{km}$.

Le critère de recherche se traduit alors par :

$$\begin{aligned} &\text{Si } Z_{i,n} - Z_{i,np} > 5 \text{ dBZ} \\ &\text{et si } Z_{i,n} - Z_{i,nq} > 5 \text{ dBZ} \end{aligned}$$

alors nous considérons que nous sommes en présence de bande brillante.

A partir de cet algorithme simple par recherche de pic de réflectivité, une altitude moyenne (H1) de bande brillante (moyenne arithmétique) est estimée.

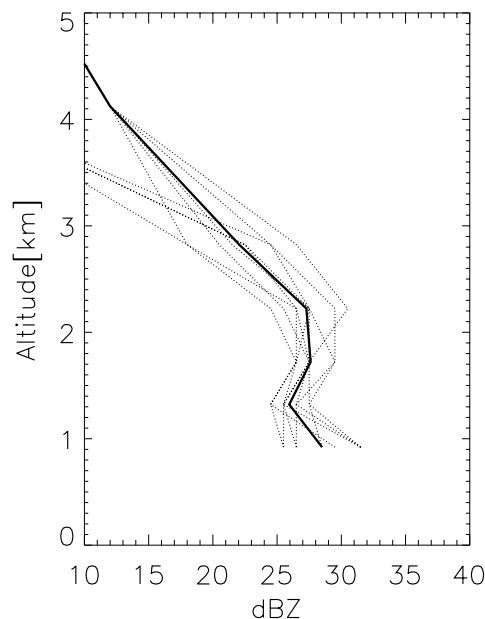


FIG. 5.7 – Représentation de la variabilité du PVR apparent sur un voisinage de 9 pixels de 1km^2 . En traits noirs fins nous voyons les PVR apparents de chacun des 9 pixels voisins. En trait noir épais le PVR apparent moyen

Deuxième étape

C'est une recherche similaire méthodologiquement à la première, seulement le seuil du gradient vertical étant abaissé à 2 dBZ ; cette recherche ne se fait que dans un voisinage autour de l'altitude de bande brillante (H1) détectée à la première étape. Similairement à la première étape le critère de recherche s'énonce de la manière suivante :

Soit $h_{i,n}$ tel que $|h_{i,n}-h_1| < h$ avec h variant linéairement de 0.3km pour $h_1=1.5\text{km}$ à 0.5km pour $h_1=4\text{km}$, alors si :

$$Z_{i,n}-Z_{i,np} > 2 \text{ dBZ}$$

$$Z_{i,n}-Z_{i,ng} > 2 \text{ dBZ}$$

On considère que l'on est en présence de bande brillante.

Remarques : Cet algorithme ne travaille que sur des PVR apparents sans prendre en compte l'effet d'échantillonnage du radar et d'atténuation du signal avec la distance à l'antenne. Une adaptation des seuils de détection de la bande brillante avec la distance au radar pourrait être envisagée.

L'atténuation du faisceau avec la distance et les effets de masques peuvent pénaliser également la qualité des résultats de recherche de bande brillante.

5.3.1 Influence du protocole de balayage sur la détection de la bande brillante

La figure 5.8 présente les résultats de l'application de l'algorithme à quatre pas de temps consécutifs. Nous voyons que les résultats sont différents d'un pas de temps à l'autre et cette anomalie n'est pas en relation avec une variation de la zone de bande brillante (ou très faiblement, car nous savons que l'évolution de ce type de pluie est lente).

Nous constatons :

- Une détection seulement partielle de la zone stratiforme marquée par une structure radiale en lien avec la position du radar.
- Une variation importante de la zone détectée d'un pas de temps à l'autre qui dépend clairement du protocole de balayage considéré (cf. tableau 5.1).

Ces protocoles ne sont pas assez fins lorsque l'on se place loin de l'émetteur pour échantillonner correctement la structure verticale des pluies. Il existe clairement pour une combinaison d'angle de site des gammes de distances pour lesquelles la détection de la bande brillante est possible et d'autres où elle est impossible (cas par exemple des distances supérieures à celle correspondant à l'altitude de la bande brillante pour le site le plus bas). Nous retrouvons bien ce phénomène sur les fenêtres de la figure 5.8, où les régionalisations sous forme d'arc de cercles traduisent une lacune de l'algorithme.

Adaptation de l'algorithme

Les zones de bande brillante ayant une évolution lente, nous avons considéré que pour un pas de temps dt de 5 minutes ces zones n'évoluent pas beaucoup. Donc pour utiliser au mieux le double cycle d'échantillonnage radar mis en œuvre, nous considérerons que les régions de bande brillante détectées avec les informations du pas de temps $t-dt$ peuvent être reportées au pas de temps t à condition qu'aucun autre type de pluie n'ait été identifié pour le pixel considéré. Il y aura, dans le résultat final, des identifications de bande brillante indicées t (BB_t) et $t-dt$ (BB_{t-dt}).

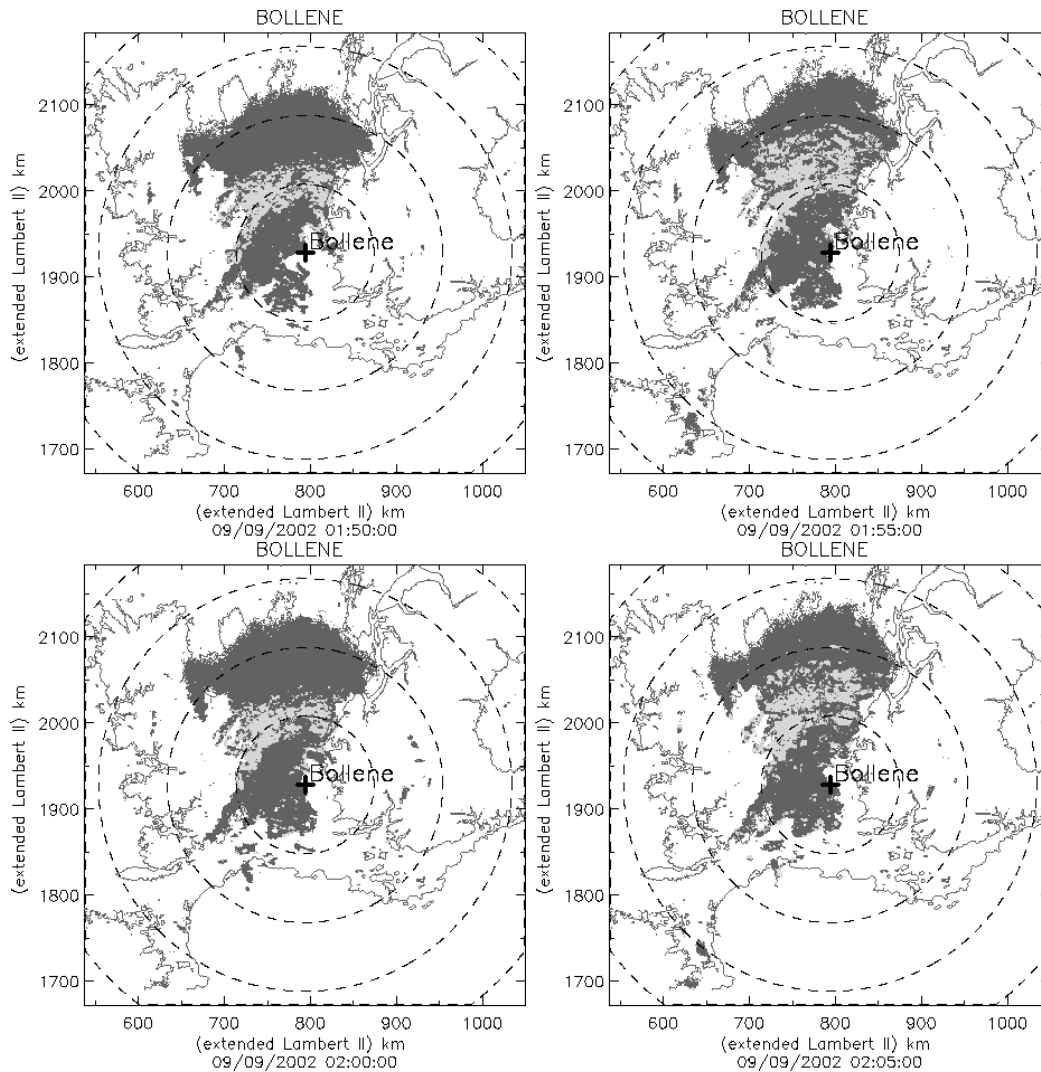


FIG. 5.8 – Résultats de la recherche de zones stratiformes à bande brillante par l’algorithme de Sanchez-Diezma et al. pour quatre pas de temps successifs espacés de 5 minutes. En gris foncé la zone pluvieuse et en gris clair la zone détectée comme stratiforme à bande brillante.

5.4 Algorithme de détection des zones convectives

5.4.1 L’algorithme de Steiner et al. (1995)

Cette section va traiter l’algorithme proposé par Steiner et al (1995) permettant de déterminer les zones convectives à partir d’une image radar 2D. Cet algorithme a été utilisé depuis dans plusieurs études (Yuter et al.1997, Sempere et al. 1999 et 2000). Comme nous l’avons vu sur la figure 5.4, les zones convectives sont des zones de fortes réflectivités avec une extension horizontale limitée et une extension verticale plus ou moins grande. Cet algorithme est basé sur cette propriété morphologique des cellules convectives. Il est composé de trois étapes auxquelles correspondent 3 critères de recherche. Les deux premiers critères visent à repérer les cellules convectives et le troisième à leur affecter une zone d’influence.

Étape n°1 : recherche par seuil

A l'aide d'une simple recherche par seuillage, nous distinguons rapidement (dans le cas où le seuil est bien choisi) les régions de convection. Dans leur article Steiner et al. proposent un seuil de 40dBZ mais celui-ci s'est révélé insuffisant dans notre contexte car cette valeur de réflectivité peut ne pas être due qu'à de la convection, en raison des fortes valeurs de réflectivités pouvant être associées au phénomène de bande brillante en bande S. Afin d'éviter les impairs, ce seuil a été augmenté, dans notre cas d'étude, à 43dBZ.

Critère 1 : Si $Z_i > Z_{seuil}$, alors le P_i est convectif

Étape n° 2 : recherche par gradient horizontal de réflectivité

Ce second critère va nous permettre de déterminer les centres convectifs un peu moins prononcés que ceux concernés par le critère n°1. Basé sur une recherche de forts gradients horizontaux, celui-ci caractérise précisément la faible extension horizontale de ces zones. Son principe de calcul est le suivant : il est réalisé entre le pixel i et la moyenne des réflectivités sur un voisinage circulaire de rayon $R=1$ km. Ce rayon est pris égal à 11km dans l'article de Steiner et al. (1995). La différence entre la valeur moyenne des puissances rétrodiffusées (Z_{moy}) et de la réflectivité ponctuelle Z_i est comparée à une courbe étalon (figure 5.9) définie par une fonction F de la réflectivité moyenne. Si le gradient est supérieur à la valeur donnée par la courbe alors le pixel est considéré convectif.

Critère 2 : $|Z_{moy} - Z_i| > F(Z_{moy})$

Il existe plusieurs calages de la courbe étalon. Steiner et al. (1995) proposent le calage 1 et Yuter et al.(1997) proposent le calage 2.

Calage 1 :

$$F(Z_{moy}) = A + \frac{Z_{moy}^2}{B} \text{ avec } A=10 \text{ et } B=180.$$

Si $Z_{moy} > 42.43$ Seuil $P=0$ et alors le pixel i est convectif.

Si $0 \leq Z_{moy} \leq 42.43$ dBZ Seuil $P=F(Z_{moy})$.

Si $Z_{moy} \leq 0$ Seuil $P=A$.

Calage 2 : Si $Z_{moy} > 0$

alors $SeuilP = a \cdot \cos\left(\frac{\pi Z_{moy}}{2b}\right)$ avec $a=8$ et $b=64$.

Nous avons choisi d'utiliser le calage 2, car celui-ci est plus contraignant pour les centres convectifs et considéré un rayon $R=10$ km. Notons que les travaux de Berne (2002) montrent qu'aux pas de temps que nous étudions (de 5 à 10 minutes) les variogrammes des champs de pluie ont des portées (distances de décorrélation) de l'ordre de 10 km : le voisinage considéré par l'algorithme a donc à peu près la taille d'une cellule du type convectif.

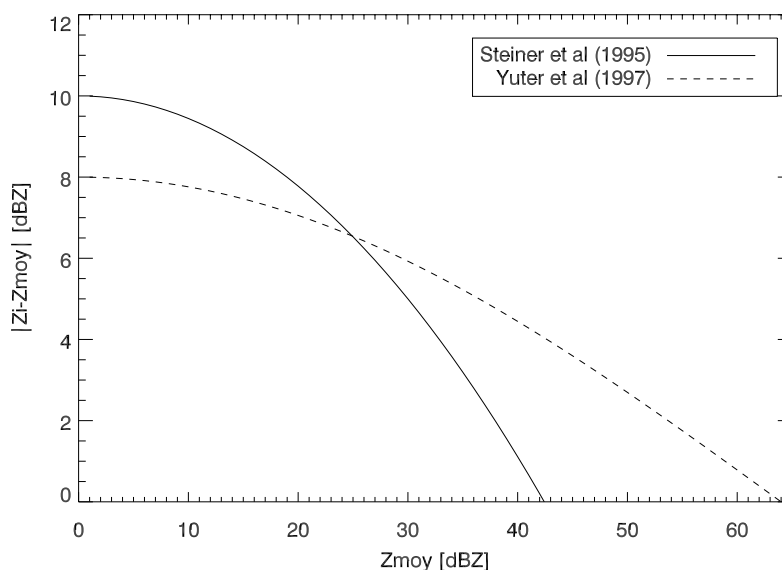


FIG. 5.9 – Evolution du seuil du critère 2 de Steiner en fonction de la réflectivité moyenne dans une zone circulaire de 11km autour du point considéré. La courbe continue représente le calage de Steiner et al. (1995) et la courbe pointillée est le calage de Yuter et al.(1997).

Étape3 : critère de proximité

Ce critère permet d'étendre le caractère convectif d'un pixel déterminé comme centre d'une cellule convective à son voisinage proche (en effet les effets de bordure sont toujours très difficiles à traiter car il y a un mélange de structure qui bruitent les deux premiers critères). A l'aide de cette recherche par proximité, Steiner et al. étendent le caractère convectif pour assurer une meilleure cohésion de la cellule.

Tout pixel, non détecté par les deux premiers critères, et présent à moins de $R2$ km d'un point convectif sera doté du caractère convectif. Le rayon $R2$ varie entre 1 et 5 km et est défini par la formule suivante :

$$R2 = \text{Minimum}(5, 1 + \text{int}(Z_{moy} - Z0)/5)$$

Avec $Z0 = 15, 20$ ou 25 dBZ selon que l'utilisateur choisi de considérer un voisinage large, moyen ou réduit.

Remarques : Nos premier essais nous ont conduit à considérer un voisinage réduit avec $Z0 = 25$ dBZ. Nous avons ensuite émis quelques réserves quant à l'utilisation de ce critère car il ne caractérise aucun aspect physique du nuage. Nous verrons dans le paragraphe 3.4.3 la dispersion que son utilisation introduit dans les distributions des profils verticaux de réflectivité.

En remarque plus générale nous voyons que cet algorithme ne prend pas en compte les effets d'échantillonnage du radar et les variations du PVR apparent mesuré par le radar avec la

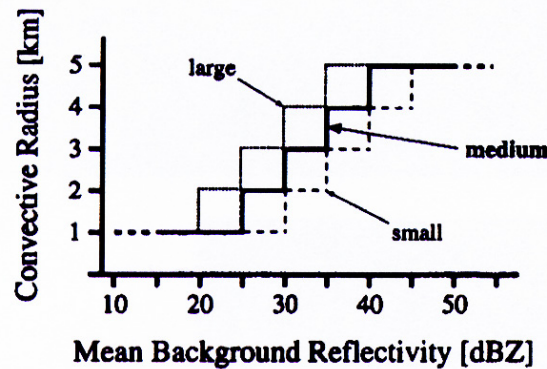


FIG. 5.10 – Evolution du rayon d'action du critère de proximité en fonction de la réflectivité moyenne Z_{moy} et du paramètre de voisinage Z_0 , figure tirée de Steiner et al. 1995.

distance entre le pixel de la mesure et l'antenne. Comme pour l'algorithme de Sanchez-Diezma et al., on peut être tenté de réaliser une adaptation de l'ensemble des paramètres de chaque critère.

Nous pouvons retrouver, sur la figure 5.11, le résultat de la recherche de convection sur une image 2D mesurée par le radar pour un angle de site de 0.8° . A gauche, nous avons l'image des réflectivités mesurées par l'angle à 0.8° , sur la droite nous voyons l'image résultante de la recherche par l'algorithme de Steiner avec une palette de couleur caractérisant les trois critères précédemment détaillés. Le pas de temps est toujours le même que celui de la figure 5.6.

Interprétation

Premièrement nous voyons que la zone intense de direction sud-ouest/nord-est entres Alès et Bollène telle qu'elle est représentée sur la fenêtre de droite de la figure 5.11 est bien localisée par l'algorithme, notamment les quelques cellules qui précèdent ou suivent la zone très intense.

Par contre nous voyons que l'algorithme est pris en défaut dans les zones stratiforme au nord du radar de Bollène et ce malgré l'augmentation du seuil du critère 1. Lorsque l'altitude de mesure du radar coïncide avec l'altitude de la bande brillante, il n'y a pas de distinction entre convection et bande brillante. L'augmentation de la puissance rétrodiffusée par la zone de mélange eau/glace atteint des valeurs de réflectivités équivalentes à celles que l'on rencontre dans des cellules convectives.

Dans ce cas il faut utiliser les propriétés morphologiques des ces zones pour faire un choix dans la détection. Nous allons alors utiliser l'information volumétrique mise à disposition par le radar de Bollène afin de rendre la détection convective plus robuste en s'appuyant sur les évolutions verticales des nuages.

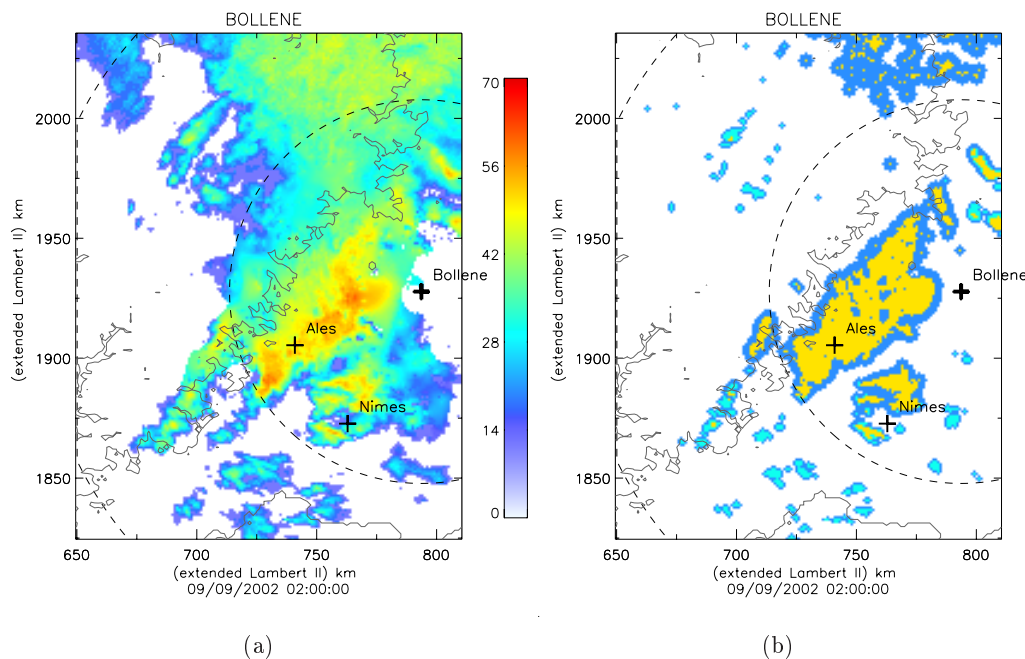


FIG. 5.11 – Résultats de la détection des zones convectives : (a) image des réflectivités mesurées par le radar de Bollène, (b) le résultat de la détection des zones convectives par l'algorithme de Steiner et al. (original). Chaque critère est représenté par une couleur (jaune=critère 1, bleu clair=critère 2, bleu foncé=critère 3)

5.5 Chaîne décisionnelle : algorithme de séparation volumique (ASV) première étape

Comme nous l'avons vu dans la description de l'algorithme de Steiner et al. (1995), celui-ci ne nécessite en entrée qu'une image 2D.

Or nous avons également vu que la recherche de convection peut être faussée par les effets de bande brillante lorsque que l'on traite avec un PPI. Mais ceci est aussi valable pour les images CAPPI qui mélangent gradients de réflectivité horizontaux et verticaux.

Or à l'aide de l'algorithme de Sanchez-Diezma et al. (2000) nous pouvons avoir les caractéristiques de la bande brillante. Nous avons donc décidé d'utiliser l'algorithme de Steiner suivant une stratégie volumétrique en utilisant les résultats de la recherche de bande brillante et de définir un arbre de décision pour chaque pixel.

5.5.1 Principe

Dans la suite de ce travail, la donnée d'entrée de l'algorithme de Steiner et al. (1995) n'est plus une seule image 2D, mais un ensemble complet de PPI décrivant le volume du système précipitant. Le traitement décrit à la section précédente se fait alors angle par angle. Nous obtenons, dans notre cas de balayage à 8 angles de sites, 8 cartes avec pour chacune d'elle la localisation des cellules convectives. D'après les définitions de la section 3.2, une cellule convective a une évolution verticale évidente alors que la bande brillante a une évolution horizontale. Une cellule convective devrait donc apparaître sur plusieurs angles de site alors que la bande brillante ne devrait en

influencer qu'un petit nombre (sous l'hypothèse que deux mesures d'angles de sites consécutifs sont suffisamment espacées). C'est sur cette logique que nous avons basé notre utilisation de l'ASV.

Le principe de notre algorithme volumétrique est de composer les résultats des algorithmes de Steiner et al. (appliqué à chaque angle de site) et de Sanchez-Diezma et al. pour préciser la détermination du type du pixel.

Critère volumétrique de convection

Ce critère permet principalement d'éviter les fausses détections de l'algorithme de Steiner dans les zones stratiformes. Pour son application, il faut avoir une estimation de l'altitude moyenne de la bande brillante (h_{bb}) grâce à l'algorithme de Sanchez-Diezma et al, 2000. Nous avons considéré que la bande brillante affecte une gamme d'altitudes de 1km autour de h_{bb} .

Sous cette hypothèse, nous allons supposer que si l'algorithme de Steiner détecte de la convection en dehors de cette zone, alors nous avons une zone convective. Le critère se résume donc par :

**Soit P_i un pixel de l'image radar et $h_{bb} > 0$,
s'il existe n détections convectives en dehors de la gamme d'altitude $[h_{bb}-0.5\text{km},$
 $h_{bb}+0.5\text{km}]$ tels que $n \geq$ *nombre de sites seuil*,
alors P_i est convectif.**

Après divers essais, il nous est apparu nécessaire d'adapter le nombre de sites seuil (NbS) en fonction de la distance au radar. Celui-ci représente le nombre de détections convectives au droit d'un pixel P_i , que nous voulons au minimum pour considérer que P_i est convectif. Ce nombre de sites va dépendre de l'altitude de la bande brillante mais également du protocole de balayage de l'antenne. Pour le définir, nous ne considérerons que les 6 premiers kilomètres de l'atmosphère et nous supposerons que la bande brillante se situe entre 1.5km et 4km d'altitude et que nous la retrouvons rarement au-delà de ces altitudes.

A partir de ces hypothèses, nous avons déterminé NbS à partir des courbes qui suivent (figures 5.12 et 5.13). Pour chacun des 2 protocoles de balayage de l'antenne radar (année 2002) nous avons tracé sur celles-ci, le nombre de sites total qui peuvent potentiellement être convectifs en dehors de la zone $[h_{bb}-0.5\text{km}, h_{bb}+0.5\text{km}]$ et en dessous de 6 km en fonction de la distance au radar. Les deux courbes noires représentent la simulation avec une bande brillante à 1.5km et à 4km (respectivement trait plein et mixte). Le nombre de site seuil est empiriquement déterminé comme une valeur basse du critère précédent. Cette méthode présente l'avantage de prendre en compte les caractéristiques d'échantillonnage du radar, variables en fonction de la distance. Le calage que nous avons effectué pour NbS est tracé trait épais.

Par cette mise en relation de la distance au radar et de la contrainte de la détection convective nous nous affranchissons d'un grand nombre d'interférences dues en particulier à la présence de la bande brillante sur le fonctionnement de l'algorithme de détection convective.

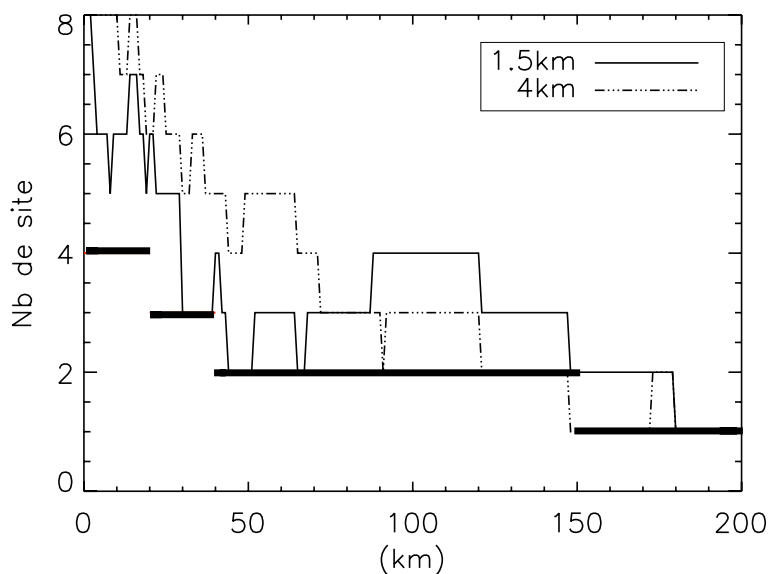


FIG. 5.12 – Nombres de site hors de la zone de bande brillante pour deux altitudes extrêmes de la bande brillante 1.5km et 4km (Cas du protocole n°1 pour l'année 2002). En trait noir épais nous retrouvons le calage du nombre de site seuil nécessaire à la détection convective.

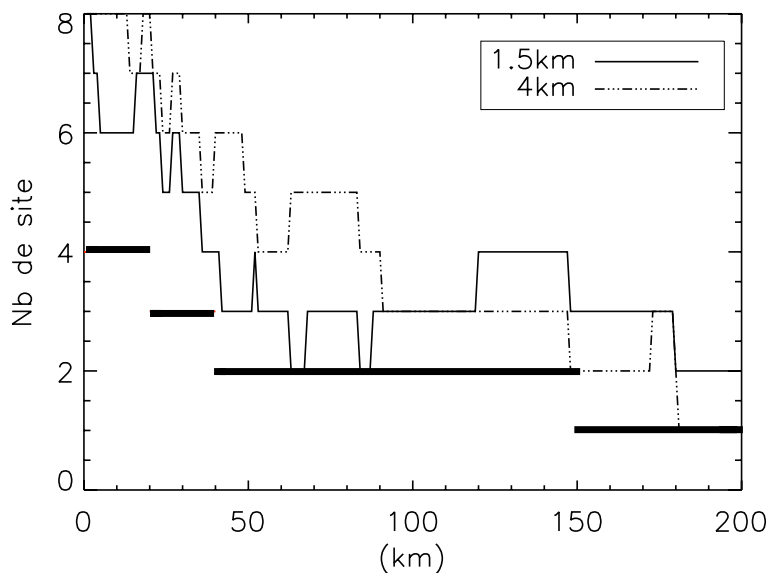


FIG. 5.13 – Idem à la figure 5.12 mais pour le protocole n°2 de l'année 2002.

Analyse de sensibilité de l'ASV au critère 3 de l'algorithme de Steiner

Comme nous l'avons mentionné dans la section 3.4.1, le critère n°3 de Steiner ne s'appuie sur aucune caractéristique physique du PVR, et ne considère que le fait d'être voisin d'un point convectif pour obtenir le même label.

Nous avons effectué une analyse de sensibilité de la détection volumétrique par rapport à l'utilisation ou non du critère C3 de l'algorithme de Steiner, afin d'en apprécier l'influence. Pour cela, nous pouvons observer sur la figure 5.14 les familles de PVR convectifs déterminées avec (figure de gauche) et sans (figure de droite) le critère C3 par l'algorithme convectif volumétrique.

Interprétation :

L'utilisation du critère C3 induit une forte dispersion des familles de PVR convectifs. N'étant basé sur aucun critère de forme du PVR nous voyons que l'apport d'information entre la figure de gauche et la figure de droite ne correspond pas à de l'information convective telle que celle-ci est définie à la section 5.2. Du point de vue du PVR moyen nous voyons également que le critère C3 déplace le PVR moyen vers les valeurs de réflectivité les plus faibles et diminue la pente du profil dans les premiers kilomètres. Pour éviter une mauvaise régionalisation de la détection et le calcul de PVR moyen biaisé nous avons donc renoncé à l'utilisation du critère C3 dans notre algorithme volumétrique et nous verrons dans la section 5.6 comment nous avons affiné l'estimation des zones convectives. Dans la suite du document toutes les figures de profils de réflectivité et tous les calculs sont basés sur l'utilisation de la détection convective volumétrique à partir des seuls critères C1 et C2.

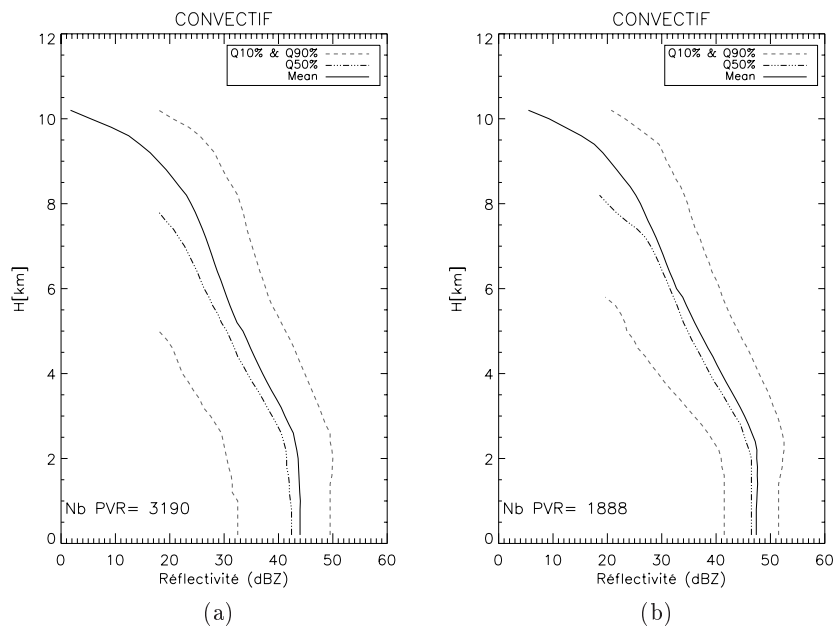


FIG. 5.14 – PVR apparent convectif moyen calculé pour le 09/09/2002 à 02h00 (TU). A gauche (a.) avec la prise en compte du critère C3 de Steiner, et à droite (b.) sans l'utilisation de ce critère. En trait noir continu nous retrouvons le PVR moyen. En traits mixtes nous retrouvons le PVR médians (Q50%). Les PVR tracés en trait discontinu sont les quantiles à 10% et 90% (Q10% et Q90%) de la distribution.

complémentarité des critères C1 et C2

Les critères C1 et C2 sont complémentaires dans cette stratégie volumétrique. Le critère C1 permet une détection des zones convectives sur les mesures des premières élévations du radar et le critère C2 permet une caractérisation en plus haute altitude parce qu'il traite des valeurs de gradients de réflectivité sur un voisinage du pixel étudié et non des valeurs de Z par rapport à un seuil. Le tableau 5.5.1 donne l'effectif des détections C1 et C2 pour chaque PPI pour le 9 septembre à 02h00 TU. C'est effectifs ne sont pas indépendant car pour un PPI donnée si un pixel est détectés C1 il ne peut être détectés C2.

	0.8°	1.2°	1.8°	2.3°	4.8°	7.3°	11°	18°
C1	2491	2605	2278	1945	803	285	41	0
C2	322	282	302	314	264	231	198	15

TAB. 5.3 – Effectifs des différentes détections par les critères C1 et C2 de Steiner pour chacun des PPI du protocole volumétrique du radar de Bollène pour le 9 septembre 2002 à 02h00 TU.

Résultats de convection

La figure 5.15 présente, pour le même pas de temps que la figure 5.11, le résultat de la recherche convective volumétrique, la bande brillante est ici estimée à 3.2 km.

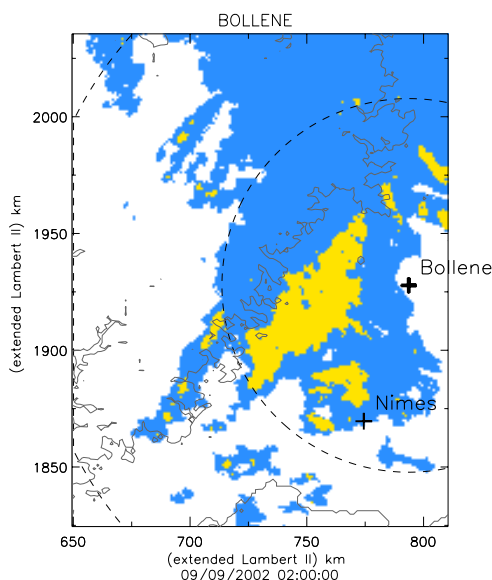


FIG. 5.15 – Résultat de la séparation convective volumétrique, en jaune nous avons la trace des zones convectives et en bleu la délimitation du nuage précipitant.

Nous n'avons guère de moyens de validation objectif de ce type d'algorithme et nous devons nous contenter de critère "visuels". Toutefois la zone convective telle que le lecteur peut l'estimer à vue sur la figure 5.11, est bien délimitée par l'algorithme. De plus, les fausses détections provoquées par la présence de bande brillante au sein de la partie stratiforme sont éliminées.

Dans certains cas, il se peut qu'un pixel P_i soit reconnu à la fois convectif et à la fois stratiforme. Il faut alors faire un choix. Dans un cas comme celui-là nous avons décidé que le caractère convectif l'emporte sur le caractère stratiforme. Ce choix permet de s'affranchir de l'effet que peut avoir certaines cellules convectives suspendues qui pourraient être considérées comme étant de la bande brillante.

5.5.2 Résultats de séparation

La figure 5.16 présente les résultats de la séparation convectif-stratiforme à bande brillante toujours pour la même date.

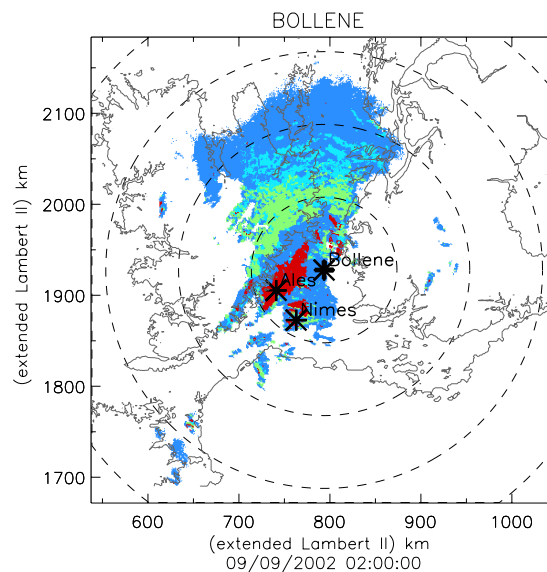


FIG. 5.16 – Résultats de la recherche des zones convectives et stratiformes à bande brillante par la première partie de l'algorithme. Le jeu de couleur est le suivant : convectif (jaune), bande brillante BB_i (vert), et bande brillante BB_{t-dt} (bleu clair), reste du nuage (bleu clair)

Nous pouvons retrouver la détection de bande brillante explicitée précédemment avec l'utilisation de l'algorithme de Sanchez-Diezma et al. sur deux pas de temps successifs et de l'algorithme de Steiner et al. appliqué en mode volumétrique.

Cet algorithme fonctionne bien à courte et moyenne distance (inférieure à 100 km) car chacune des méthodes de détection est dépendante de la qualité du PVR apparent mesuré par le radar. En ce qui concerne la détection de bande brillante si les PPI ont des altitudes trop espacés il peuvent ne pas voir le pic de réflectivité dû à la zone de mélange.

Pour augmenter la distance de détection nous avons appliqué une deuxième étape à notre algorithme basée sur l'utilisation des PVR typés déduit de la détection faite lors de la première partie de la séparation. Dans la section suivante nous allons présenter les différents PVR que nous calculons avec notre algorithme et dans une deuxième partie nous présenterons la seconde étape de la détection des types de pluie.

5.5.3 Analyse des PVR apparents par type de pluie

Cette première étape de recherche de type de pluie nous donne deux familles de pluie distinctes ayant chacune un PVR apparent caractéristique. Pour l'exemple des résultats de séparation présentés sur la figure 5.16, nous estimons des PVR représentatifs de chaque famille. Ces derniers sont représentés sur la figure 5.17. Les trois fenêtres de cette figure exposent les PVR apparents des zones convectives, stratiformes à bande brillante ainsi que les PVR sur la globalité de la zone avec en détail les quantiles à 10, 20, 50, 80, 90%. Nous avons calculé deux PVR moyens pour chaque type de pluie. Un premier nommé "Mean1" est calculé par une moyenne arithmétique sur les réflectivités en $[\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}]$ sur l'ensemble de la famille de profils et un deuxième dénommé "Mean2" est une moyenne des PVR situés entre les quantiles 10% et 90%. En faisant ceci nous écartons les valeurs de réflectivité extrêmes qui ont manifestement une très forte influence sur le calcul de la moyenne. Dans la suite de ce travail nous n'utilisons que les profils moyens "Mean2"

Remarque sur le calcul du PVR : Les PVR représentés sur la figure 5.17 sont calculés sur les familles de PVR apparents appartenant à chaque zone issue de la séparation de l'algorithme de séparation. Chaque PVR apparent mesuré par le radar sur la verticale d'un pixel est composé de 8 points de mesure correspondant aux 8 élévations possibles de la mesure. Avant de pratiquer les calculs statistiques nous avons interpolé linéairement chacune des mesures du PVR pour avoir un PVR discrétisé verticalement tous les 200 mètres. Nous avons donc une interpolation linéaire entre la mesure n et $n+1$ du radar. Au delà de la mesure la plus haute les PVR sont mis à 0 et entre la valeur au sol et la première mesure du radar le PVR a une valeur identique à cette première mesure et donc un profil vertical. Ceci nous permet d'avoir toujours le même nombre de points de calcul par classe d'altitude.

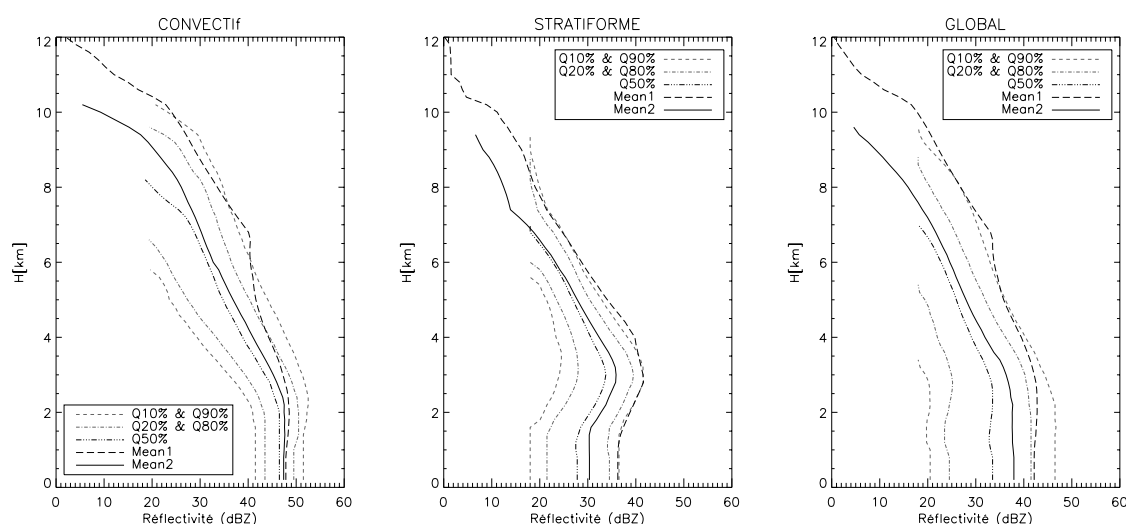


FIG. 5.17 – PVR apparents moyens typés (convectif, stratiforme et global) pour l'évènement du 09/09/2002 à 02h00 (TU). Nous voyons les quantiles à 10,20,50,80,90% ainsi que le PVR moyen (mean1) calculé sur l'ensemble de la famille de profil et le PVR moyen (Mean2) calculé entre les quantiles 10 et 90%

Les caractéristiques de chaque type de PVR se conservent assez bien tout au long de l'évènement comme nous le montrent les deux fenêtres de la figure 5.18. Celles-ci présentent les PVR moyens sur 30 minutes, pour les deux types de pluie qui nous intéressent, calculés tout au long de l'évènement. L'altitude de bande brillante est assez stable mais les amplitudes des profils fluctuent fortement.

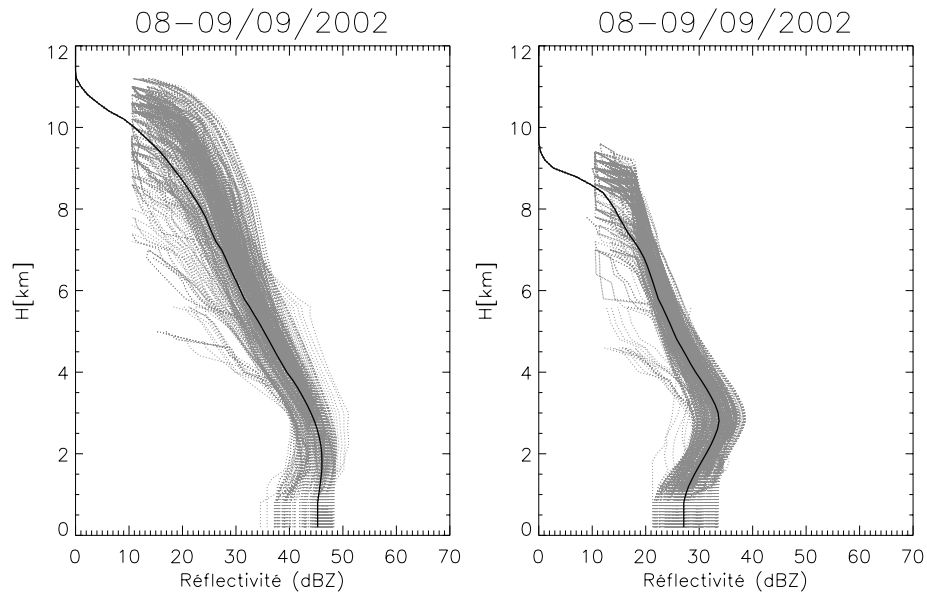


FIG. 5.18 – PVR moyens à 30 minutes non normés pour le 08-09 septembre 2002. A gauche la famille des PVR convectifs et à droite la famille des PVR stratiformes.

Au point de vue évènementiel

Nous présentons sur la figure 5.19 les PVR typés moyens non normés et normés pour chacun des 5 évènements sélectionnés pour l'année 2002.

Interprétation :

Nous pouvons voir à travers les graphiques de la figure 5.19 que nous avons une bonne séparation, pour chaque évènement, des types de PVR. Cela motive l'application de traitements différents pour chacun d'eux.

D'un évènement à l'autre nous remarquons une grande variabilité inter-évènementielle des PVR par type de pluie. Nous voyons que l'altitude de la bande brillante varie ainsi que l'amplitude de celle-ci. Le 8-9 septembre se démarque très fortement dans chacune des familles de part son caractère exceptionnel. Mais la variabilité des profils moyens à travers les quatre autres évènements n'est pas pour autant négligeable.

Cette hétérogénéité des PVR typés moyens évènementiels montre que l'utilisation de profils typés indépendant du temps induirait également des erreurs significatives.

Les PVR représentés sur la figure 5.18 sont moyennés sur 30 minutes de manière à augmenter la stabilité de l'inférence du PVR apparent moyen et éliminer les erreurs dues aux différents protocoles d'échantillonnage. Ce seuil de 30 minutes a été choisi afin de combiner les informations des différents protocoles tout en restant dans des ordres de grandeurs temporels de la durée de vie des cellules convectives. Le graphique 5.20 expose l'évolution du coefficient de détermination entre un PVR typé au temps t et un PVR typés au temps $t+dt$ avec l'incrément dt allant de 0 à 180 minutes.

Plus le temps entre deux PVR est grand, plus la corrélation décroît (celle-ci restant tout de même bonne puisque nous regardons une famille de PVR de caractéristiques identiques). Nous pouvons voir que l'intermittence du protocole de mesure apparaît sur l'évolution de coefficient de détermination. Celui-ci est toujours meilleur lorsque l'on s'intéresse à deux PVR issus du même balayage. Malgré ceci il y a une baisse de la corrélation. Nous avons utilisé pour la suite des calculs des PVR moyennés sur 30 minutes c'est à dire 6 balayages consécutifs. Ceci permet de moyennner des PVR semblables tout en introduisant, comme nous l'avons dit précédemment, l'information des deux protocoles de mesures.

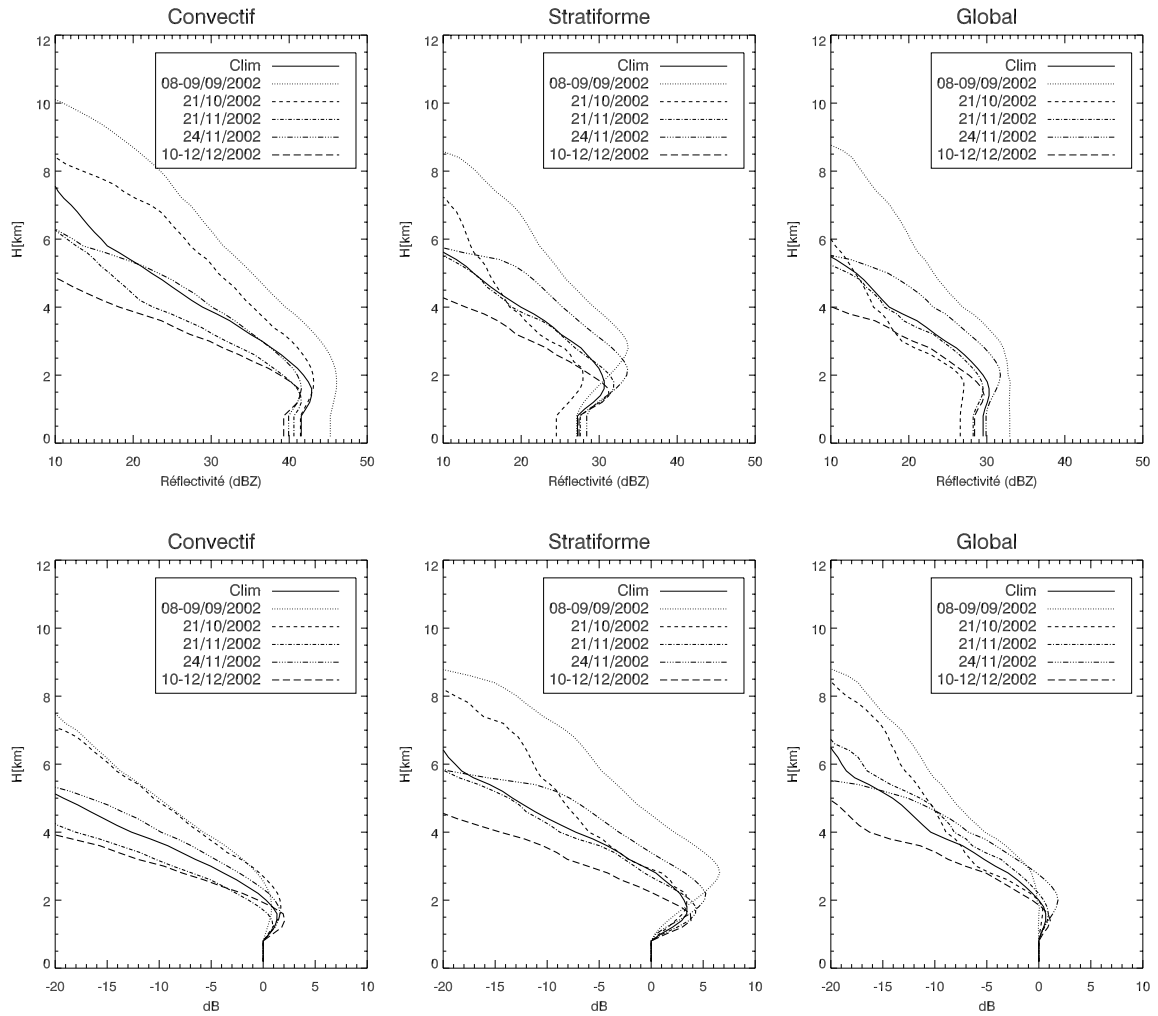


FIG. 5.19 – En haut, PVR moyens non normés par type et par événements de l'automne 2002, mesurés par le radar de Bollène. En bas PVR normés par type et par événement (en dB).

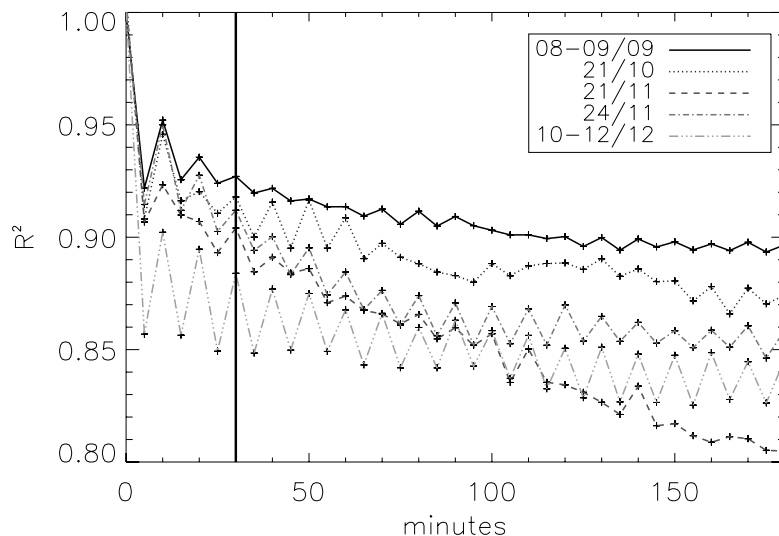


FIG. 5.20 – Evolution du coefficient de détermination entre deux PVR espacés dans le temps de dt minutes. L'incrément dt varie de 0 à 180 minutes.

5.6 Extension de la séparation par identification : deuxième étape

Nous allons présenter dans ce paragraphe la deuxième partie de notre algorithme de détection de type de pluie. Après s'être basé sur des travaux prenant en compte la physique de chaque type de pluie, nous allons à présent nous servir de ces premiers résultats pour améliorer la séparation en particulier avec l'espoir d'en augmenter la portée spatiale.

La bonne qualité de la détection est intimement liée à la qualité de l'échantillonnage de la mesure radar. Au début de ce chapitre nous avons présenté les caractéristiques des balayages volumétriques du radar de Bollène. Pour des distances assez éloignées du radar, il se peut que les altitudes de mesure du radar soient suffisamment espacées pour que les réflectivités échantillonnées ne soient pas représentatives du PVR apparent réel, notamment dans le cas stratiforme. Ce mauvais échantillonnage explique les résultats de détection de bande brillante sous forme d'arcs de cercles consécutifs (cf. figure 5.8).

De plus il faut rappeler que l'intégration de la mesure radar dans le volume de résolution lisse les réflectivités à grande distance. Les algorithmes de séparation sont alors moins efficaces loin du radar.

Dans la section 5.5.1 nous avons montré que le critère n°3 (critère de voisinage) de l'algorithme de Steiner avait des effets néfastes sur les détections des zones convectives. Il nous faut trouver une meilleure méthode pour améliorer les détections des zones convectives faites avec l'algorithme de Steiner utilisé de manière volumique.

Pour affiner les résultats de détection nous avons alors appliqué une identification des PVR locaux, échantillonnés par le radar, au PVR apparent moyen estimé à partir de la première

séparation. L'identification se fait alors sur huit points maximum avec lesquels est comparé le PVR typé à l'aide du coefficient de Nash tel que

$$N = 1 - \frac{\sum(PVR_{apparent} - PVR_{type})^2}{\sum(PVR_{apparent} - \overline{PVR}_{type})^2} \quad (5.1)$$

Lorsque le Nash calculé entre le PVR local et le PVR typé est supérieur à une valeur seuil, que nous avons fixé à 0.90, on affecte au pixel d'étude le label correspondant au PVR ayant servi à la comparaison. Pour l'instant nous ne travaillons que sur des PVR apparents soumis aux effets d'échantillonnage du radar. Mais nous allons chercher à nous affranchir de ces effets.

Elimination des effets d'échantillonnage du radar

Dans l'identification des PVR que nous avons abordée ci-dessus nous devons comparer des PVR de nature les plus proches possibles. Or les PVR moyens, tels que ceux que nous avons présentés sur la figure 5.18 sont des moyennes de PVR apparents où les effets d'échantillonnage ne sont pas éliminés. Pour pouvoir détecter loin du radar des types de pluie il faut pouvoir prendre en compte ce lissage de la mesure.

La démarche que nous voulons suivre pour palier ces problèmes sera la suivante :

1. Identifier les PVR vrais à partir des PVR apparents (par type de pluie) à l'aide d'une extension des travaux d'Andrieu et al. (1995).
2. Dégrader ces PVR vrais pour rendre compte des effets d'échantillonnage en fonction de la distance D au radar.
3. Comparer ces PVR vrais dégradés au PVR apparents locaux situés à une distance d du radar.

Le premier point est actuellement remplacé par le calcul d'un PVR apparent moyen ou médian dans les 80km autour du radar. Les développements et les applications d'une identification par la méthode d'inversion d'Andrieu et al. (1995) sont en cours et seront finalisés dans des versions futurs de ces travaux (Thèse Kirstteter, 2007)

Ensuite les point 2 et 3 sont appliqués. Nous dégradons le PVR typé en fonction de la répartition d'énergie dans le volume de résolution, équation 2.1, lorsque la mesure est faite à la distance D_i (distance entre le pixel P_i et le radar).

Par cette méthode nous simulons la mesure que ferait le radar à la distance D_i si il échantillonnait le PVR typé, puis nous comparons cette simulation à la mesure réelle.

Dans la pratique nous connaissons le PVR apparent moyen typé et discrétisé sur K altitudes (issus du point numéro 1). Nous noterons $W_{i,n,m}$, le poids de la m^{me} composante du PVR apparent moyen dans la mesure de la n^{me} composante du PVR moyen dégradé au droit du pixel i. Analytiquement le vecteur correspondant au PVR moyen dégradé se calcule de la manière suivante.

$$\begin{pmatrix} W_{1,1} & \dots & \dots & W_{1,n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ W_{nelev,1} & \dots & \dots & W_{nelev,n} \end{pmatrix} * \begin{pmatrix} PV Rreel_1 \\ \dots \\ \dots \\ PV Rreel_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} PV Rapp_1 \\ \dots \\ \dots \\ PV Rapp_{nelev} \end{pmatrix}$$

Par cette méthode nous transformons le PVR moyen discrétisé finement sur K élévation, en un PVR dégradé sur nelev élévation. Ces altitudes correspondent à celles de la mesure du radar à la distance D_j .

Une fois cette dégradation du PVR apparent moyen faite, il ne reste qu'à le comparer au PVR local (point n°3) avec le critère de Nash, équation 5.1.

Résultats détaillés de la séparation

La figure 5.21 montre le résultat de détection de type de pluie fourni par notre algorithme. Nous avons détaillé la contribution de chaque étape de partitionnement en les faisant apparaître avec un jeu de couleur propre. La délimitation de la carte à l'ensemble du quart sud-est de la France permet d'apprécier la qualité du traitement.

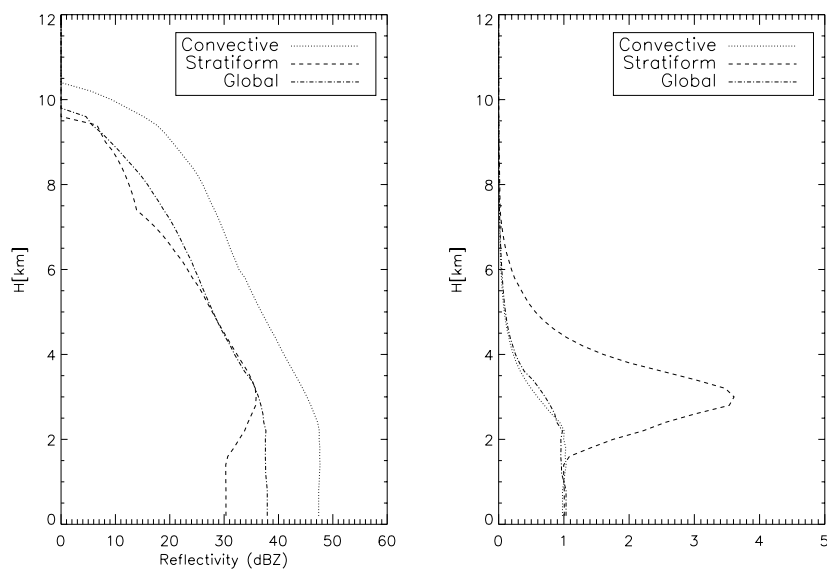
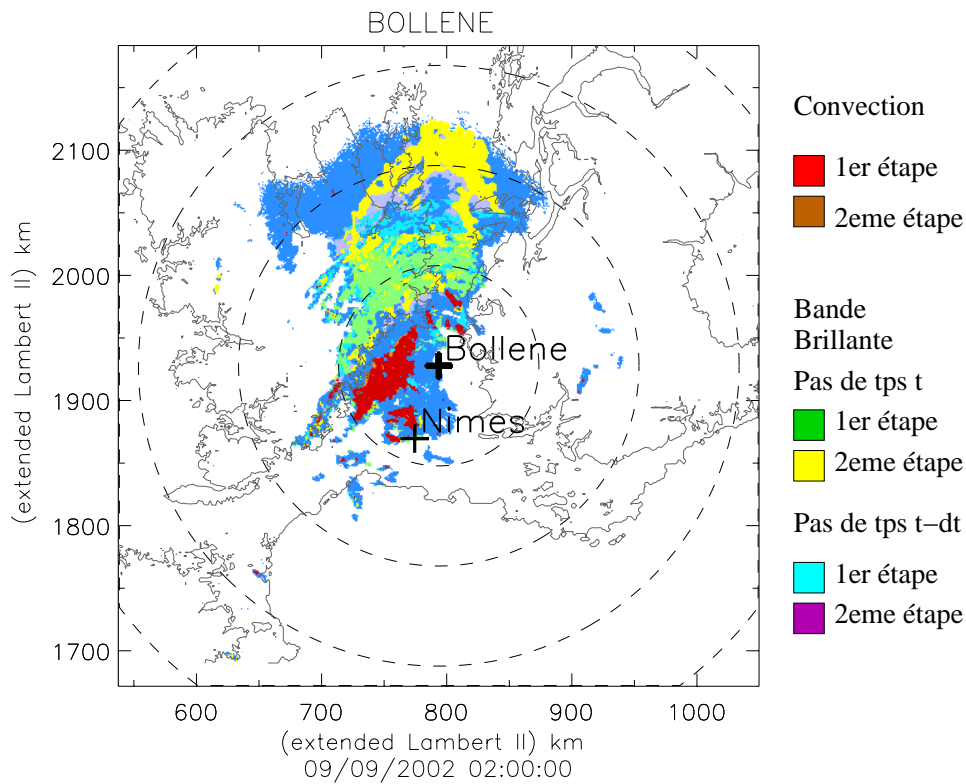


FIG. 5.21 – En haut : séparation finale de l’algorithme volumétrique, les contributions de chaque phase du calcul sont représentées par un jeu de couleur spécifique. En bas : résultats de détermination des PVR apparents moyens typés pour ce pas de temps, sur la gauche il s’agit des PVR non normés en dBZ et à droite des PVR normés.

5.6.1 Résultats de la séparation sur d’autres cas

Voici quelques images de séparation pour des situations météorologiques variées. Nous présenterons la vue du PPI 0.8° , plus une coupe du volume ainsi que le résultat de séparation et des PVR moyens typés normé et non-normé correspondant.

21 octobre 2002, 20h30

Cet exemple permet de tester les capacités de l'algorithme de détection sur un événement présentant un front convectif allongé, observé sur une gamme de distance assez large par le radar. L'algorithme retrouve bien la continuité de la convection sans faire d'amalgame avec la bande brillante. L'adaptation du nombre de détections convectives en fonction de la distance au radar a permis d'augmenter très significativement la détection du front aux distances supérieures à 80km.

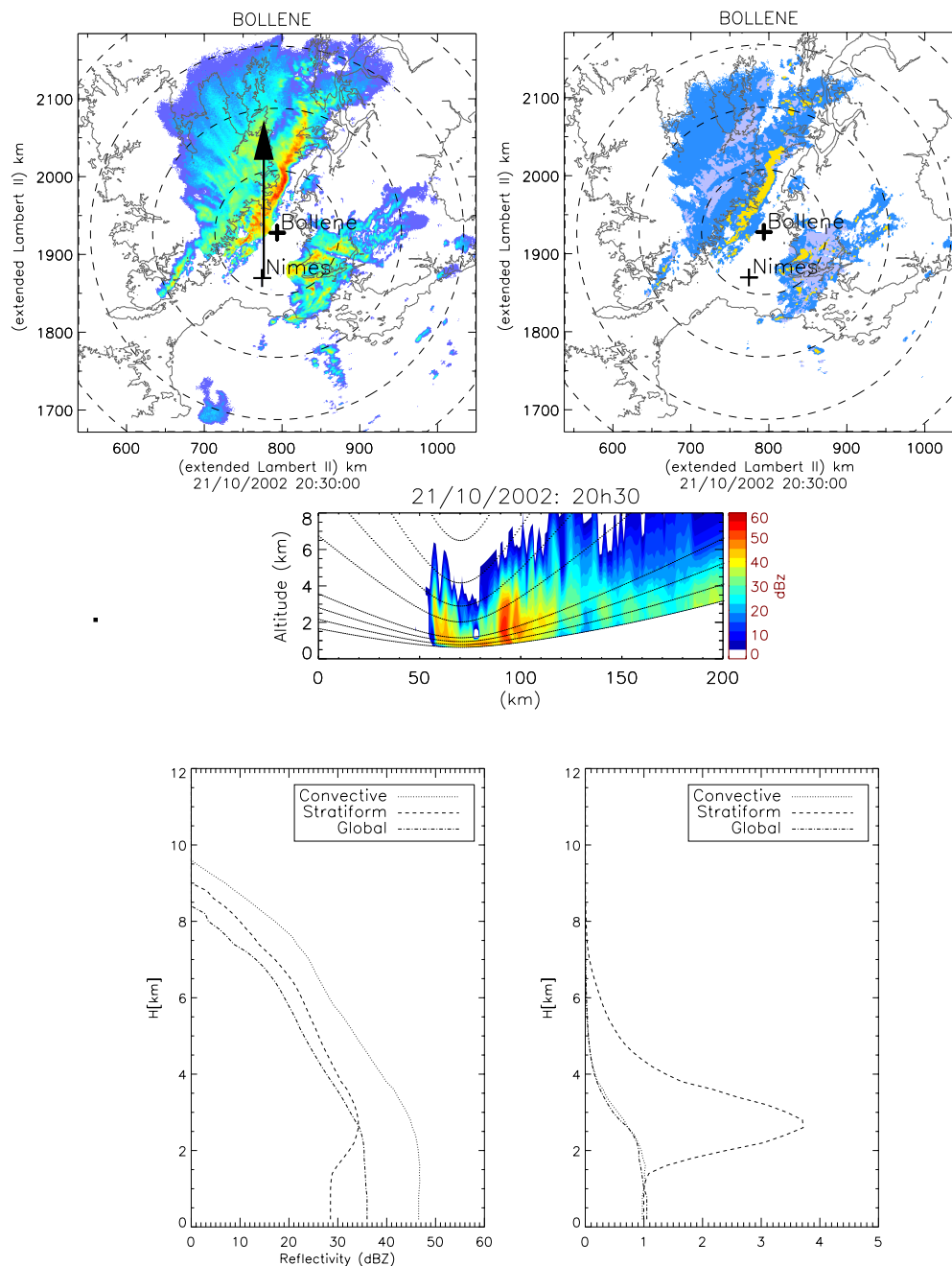


FIG. 5.22 – Résultats de séparation pour l'épisode du 21 octobre 2002 à 20h30. En haut mesure du radar pour l'angle de site 0.8° , résultats de séparation (jaune : convection, violet : bande brillante, bleu : indéterminé) et coupe de l'évènement. En bas PVR typés non-normés et normés.

10 décembre 2002, 23h30

Ici nous testons le cas d'un champ pluvieux présentant deux bandes convectives à des distances différentes, une à moins de 80km et la seconde aux alentours de 160km. Les cellules convectives les plus éloignées sont détectées de façon remarquable. Notre algorithme permet de détecter de la convection loin du radar. Nous verrons, grâce à cet exemple (cf chapitre 6), que ce genre de détection permet une amélioration notable des estimations de pluie.

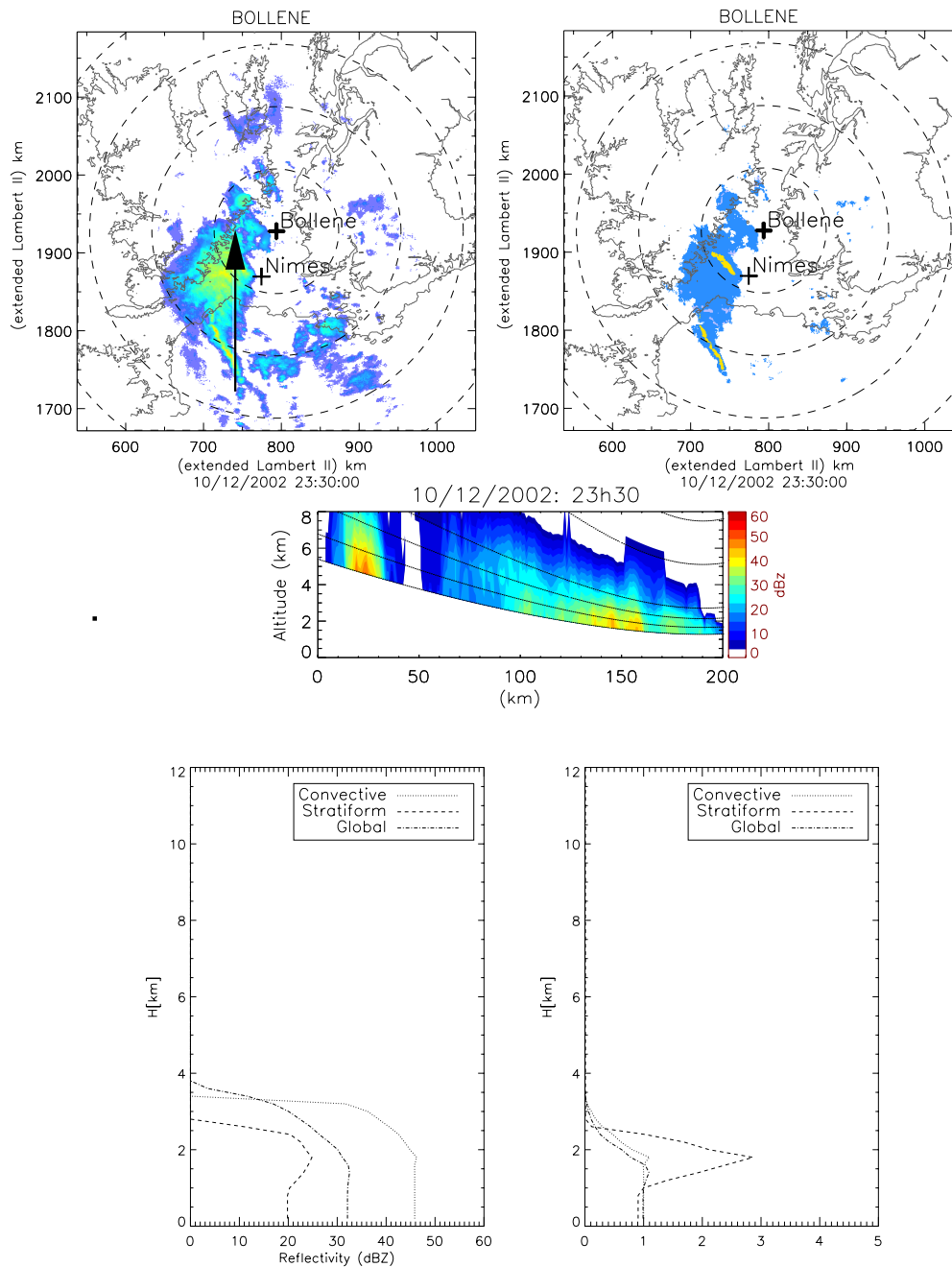


FIG. 5.23 – Résultats de séparation pour l'épisode du 10 décembre 2002 à 23h30. En haut mesure du radar pour l'angle de site 0.8° , résultats de séparation (jaune : convection, violet : bande brillante, bleu : indéterminé) et coupe de l'évènement. En bas PVR typés non-normés et normés.

11 décembre 2002, 15h00

Dans ce cas de figure nous avons une zone convective à l'arrière d'une zone de bande brillante. L'algorithme fait bien la différence entre les deux zones, avec cependant des problèmes pour régionaliser de manière continue la bande brillante. Nous ne retrouvons pas de PVR convectif car celui-ci est calculé à des distances inférieures à 80 km du radar et comme le montre l'image de détection suivante les zones convectives se situent au delà de cette limite.

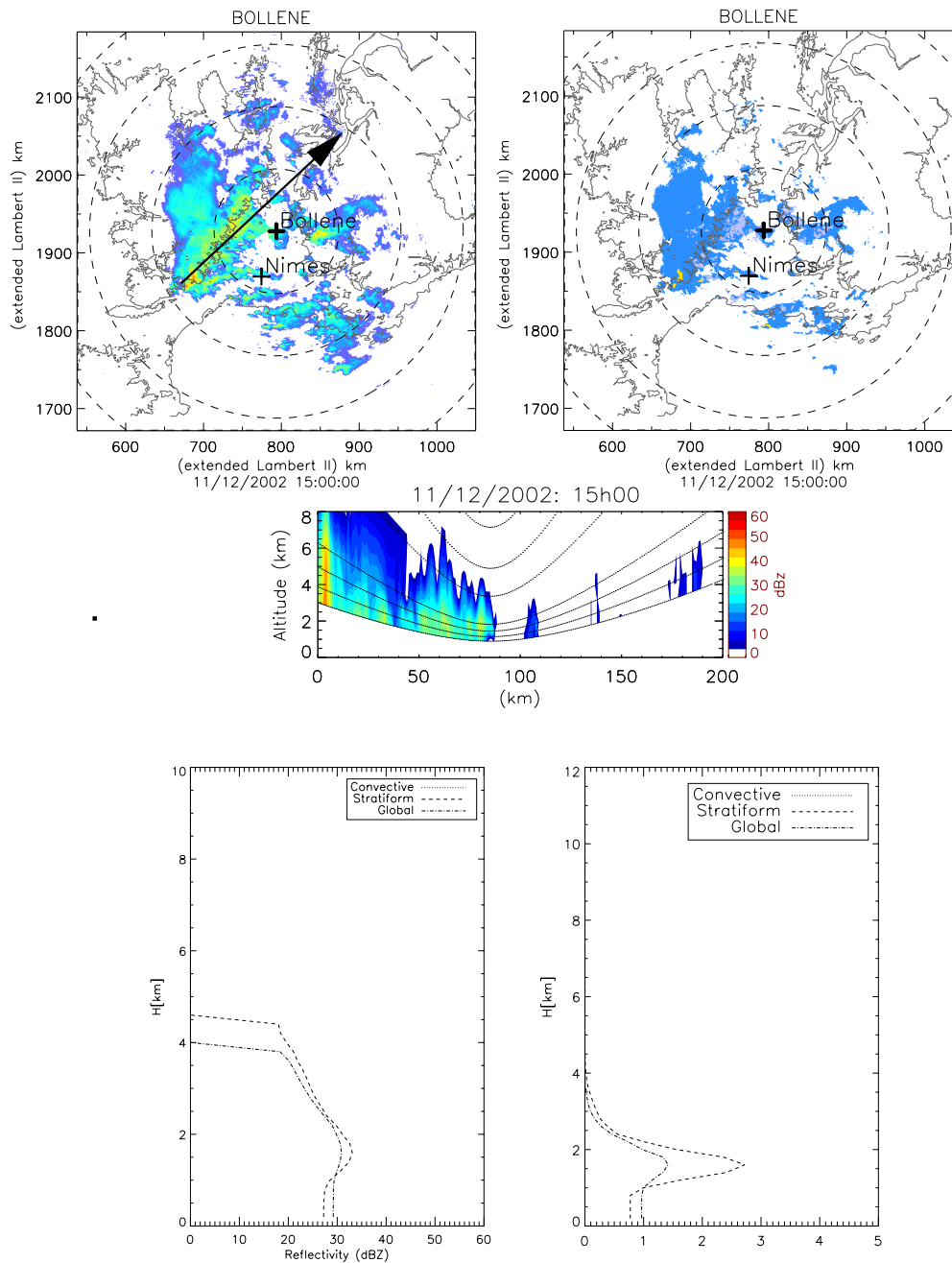


FIG. 5.24 – Résultats de séparation pour l'épisode du 11 décembre 2002 à 15h00. En haut mesure du radar pour l'angle de site 0.8° , résultats de séparation (jaune : convection, violet : bande brillante, bleu : indéterminé) et coupe de l'évènement. En bas PVR typés non-normés et normés.

5.6.2 Organigramme de l'algorithme

Voici le diagramme complet de fonctionnement de l'algorithme de séparation des types de pluie, figure 5.25.

Dans le chapitre suivant nous allons présenter les résultats de reconstitutions de lame d'eau radar et par comparaison au réseau pluviométrique nous allons observer l'utilité de la mise en œuvre de notre algorithme.

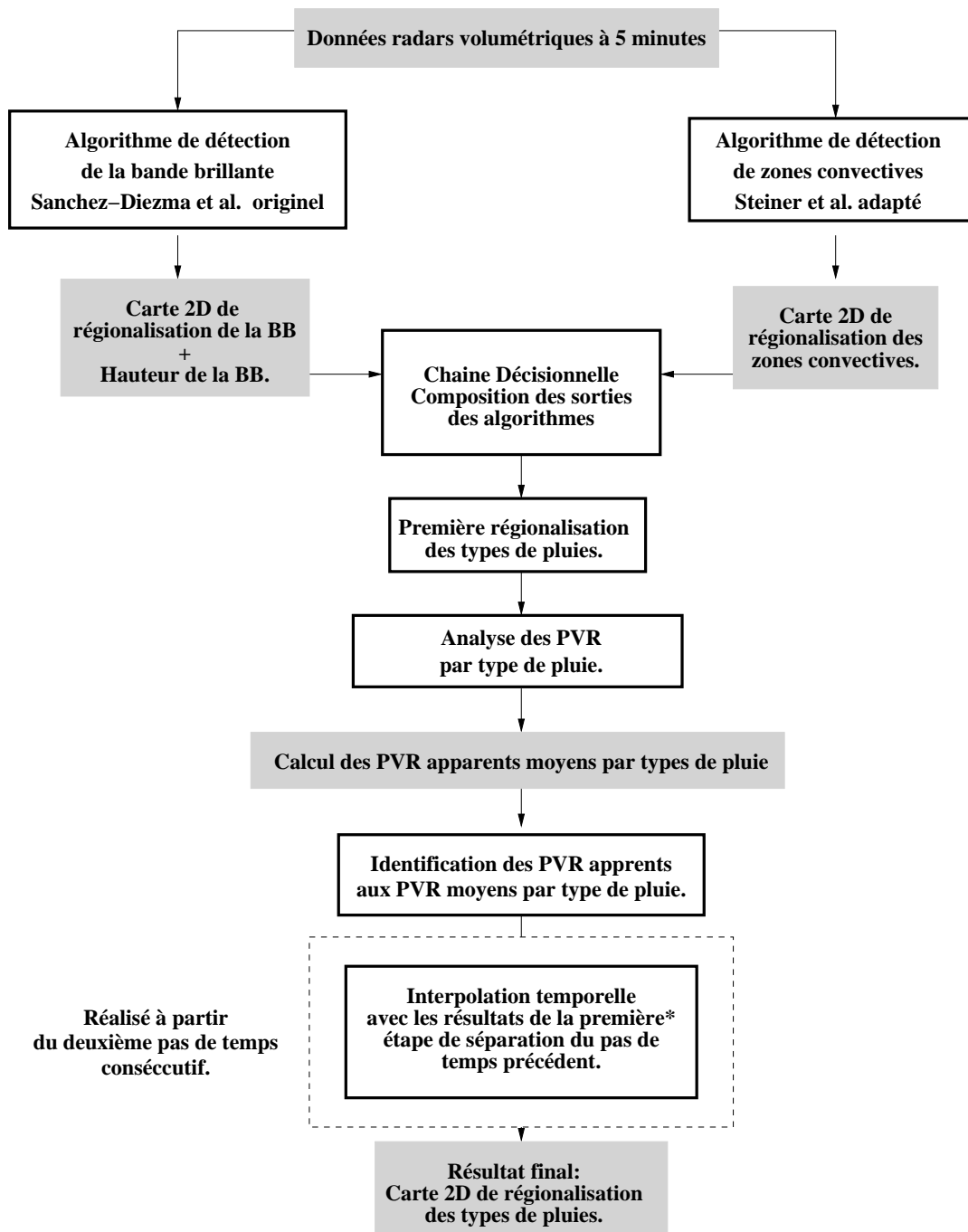


FIG. 5.25 – Diagramme de l'algorithme de séparation complet.

Chapitre 6

Apport de la séparation des types de pluie pour l'estimation des lames d'eau radar

Sommaire

6.1	Stratégies de traitement	91
6.2	Réseau pluviométrique de référence	92
6.3	Analyse des PVR relatifs aux cinq évènements de l'automne 2002	93
6.4	Résultats	97
6.4.1	Résultats pour l'automne 2002	97
6.4.2	Résultats événement par événement	98
6.4.3	Le 21 octobre 2002	100
6.4.4	Résultats à grandes distances	101
6.4.5	Détail sur le 10-12 décembre	104
6.4.6	Conclusions	105

Les différentes stratégies de traitement implémentées dans le logiciel TRADHy permettent l'évaluation de modules de complexité croissante pour le calcul des lames d'eau radar. Nous nous intéresserons particulièrement ici à apprécier l'apport de la séparation des types de pluie qui permet une régionalisation des PVR et des relations Z-R.

6.1 Stratégies de traitement

En plus de la stratégie de référence (OPER 2002), nous considérons ici les trois stratégies de traitement DYN1, DYN2 et DYN3. Celles-ci ont en commun :

- le contrôle de stabilité de la mesure radar
- l'élimination dynamique des échos fixes
- le calcul de la réflectivité au sol par moyenne pondérée des réflectivités corrigées pour chaque angle de site.

- en l'absence de relations Z-R spécifiques lors de l'expérience 2002, nous considérons les relations Z-R du réseau NEXRAD $Z=200.R^{1.6}$ (stratiforme, toutes pluies) et $Z=300.R^{1.4}$ (convectif).

Ces stratégies présentent les caractéristiques suivantes :

DYN1 :

Cette stratégie se rapproche des modes opérationnels sur le réseau Suisse et de la nouvelle lame d'eau mise en place récemment sur le réseau ARAMIS de Météo-France. On ne cherche pas à séparer les types de pluie et on identifie un PVR apparent global pour l'ensemble des précipitations au voisinage du radar. Ce PVR est supposé représentatif de l'ensemble de domaine de détection et il est utilisé pour le calcul des facteurs correctifs des effets de masque et de PVR, à l'aide du logiciel VISHYDRO (Pellarin, 2001). On précise bien qu'il s'agit d'un PVR apparent et non inversé. Afin de rendre son estimation plus robuste, on considère une fenêtre glissante de 30 minutes. Compte tenu des analyses de la distribution des PVR présentées au chapitre 5 et des problèmes liés au calcul d'un PVR apparent moyen, nous testerons dans ce qui suit l'utilisation du PVR apparent médian et du PVR apparent moyen calculé en excluant les valeurs hors des quantiles [10%-90%], noté Mean2 dans le chapitre 5. Une seule relation Z-R sera utilisée pour toutes les données.

DYN2 :

Cette stratégie utilise les résultats de l'algorithme de partition ASV et les PVRs médians et moyens (hors quantiles 10%-90%) identifiés pour les zones convectives et stratiformes à bande brillante. Pour les zones indéterminées, nous avons choisi d'utiliser les PVR globaux en raison du caractère bruité des PVR correspondant aux pixels indéterminés. Ici encore, une fenêtre glissante de 30 minutes est considérée pour le calcul du PVR. Pour apprécier le seul effet de la régionalisation du PVR, une seule relation Z-R est appliquée pour chaque simulation.

DYN3 :

Il s'agit de la stratégie la plus complète avec :

1. l'utilisation de la partition des types de pluie faite avec l'algorithme ASV.
2. l'application de la correction de PVR par type de pluie.
3. l'utilisation d'une relation Z-R convective ($Z=300.R^{1.4}$) pour les pixels correspondant à ce type de pluie et une relation Z-R générale ($Z=200.R^{1.6}$) pour les pixels stratiformes à bande brillante et les pixels indéterminés.

6.2 Réseau pluviométrique de référence

Les cartes de lames d'eau estimées à partir des données radar sont comparées aux cartes pluviométriques krigées issues des données du réseau de pluviomètres. Cette comparaison se fait au droit de chaque pluviomètre. Les valeurs de lame d'eau du pixel de 1km^2 contenant le pluviomètre est mis en relation avec les valeurs de la lame d'eau radar pour le même point.

La figure 6.1 présente le réseau de pluviomètres servant à la comparaison pour une évaluation évènementielle et horaire. Ces deux réseaux ne sont pas identiques car l'ensemble des pluviomètres

évènementiels ne fonctionnent pas au pas de temps horaire. De plus nous avons éliminé les pluviomètres pouvant être soumis aux échos fixes, c'est à dire positionnés dans une région où l'on calcule à l'aide de cartes échos de temps sec, un échos fixe supérieur à 25 dBZ (valeur fixée à priori).

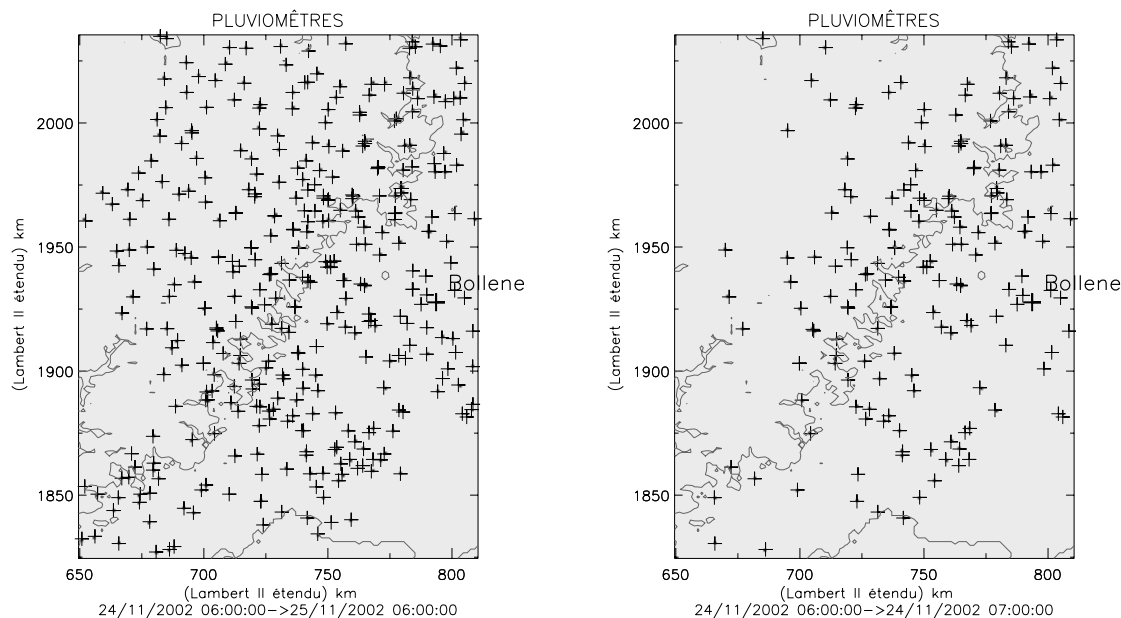


FIG. 6.1 – Carte du réseau de pluviomètres évènementiel (à gauche) et horaire (à droite) avec élimination des stations situées dans les zones de forts échos fixes.

6.3 Analyse des PVR relatifs aux cinq évènements de l'automne 2002

Nous testons deux types de PVR pour réaliser la correction du profil de réflectivité. Premièrement nous prenons les PVR moyens dénommés 'Mean2' (moyenne sur les réflectivités en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$, sur les mesures comprises entre les quantiles 10 et 90%), puis nous prenons les PVR médians (quantiles 50%).

Pour chaque famille de pluie : convective, stratiforme à bande brillante et globale et chaque évènement de l'automne 2002, nous présentons sur les figures 6.2 à 6.7 les allures de ces deux types de PVR. Chacun d'eux est calculé sur une fenêtre glissante de 30 minutes. Nous y avons également reporté le PVR calculé sur tout l'évènement.

Interprétations

Comme nous l'avons déjà mentionné, l'évènement des 8 et 9 septembre 2002 fût le plus intense de la saison avec des développements verticaux très élevés comme nous le voyons sur les familles de PVR correspondant. La hauteur de bande brillante pour celui-ci reste autour de 3km. L'orage du 21 octobre 2002, présente une phase de convection profonde et une phase moins élevée. L'altitude de la bande brillante pour celui-ci se déplace entre 2 et 3 km

Les autres évènements ont des développements verticaux moyens, et des hauteurs de bande

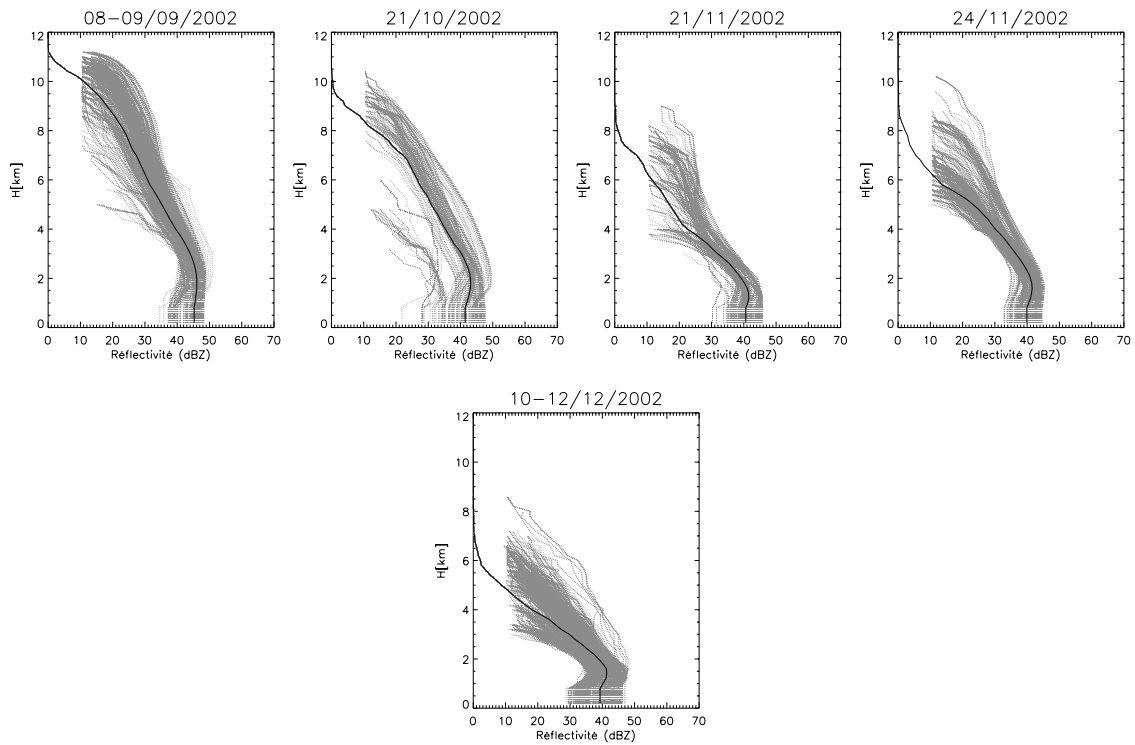


FIG. 6.2 – Familles des PVR moyens convectifs moyennés sur 30 minutes pour chaque épisode de 2002

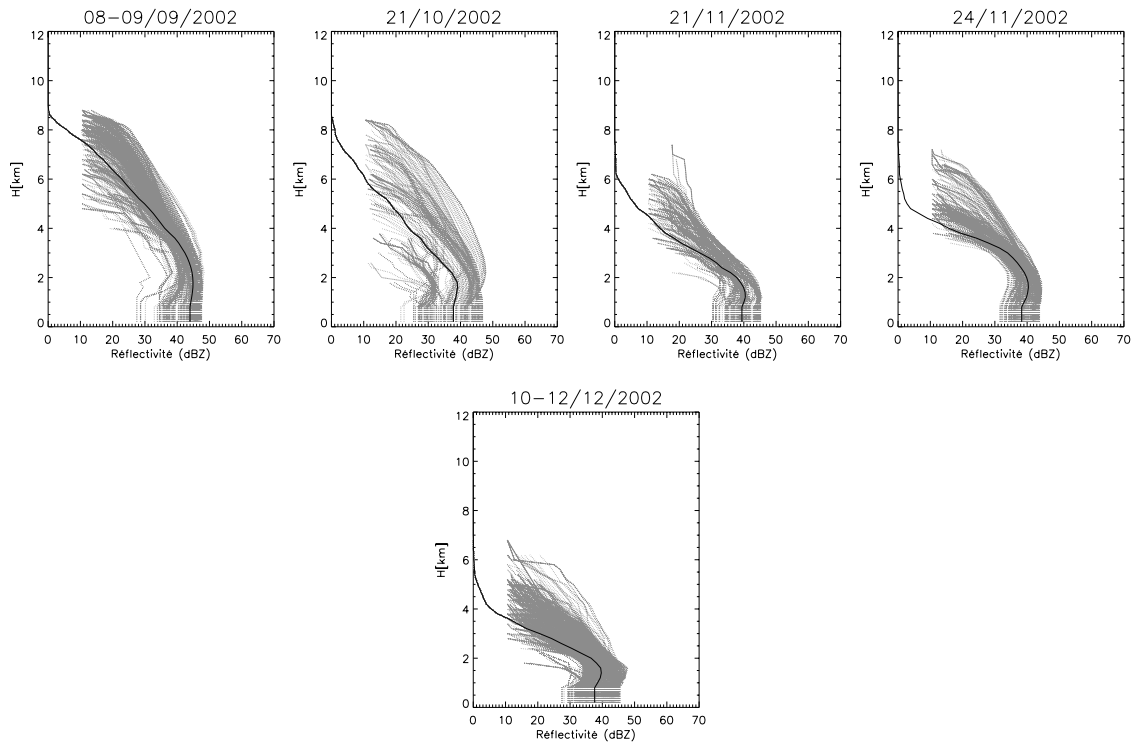


FIG. 6.3 – Familles des PVR médians convectifs moyennés sur 30 minutes pour chaque épisode de 2002

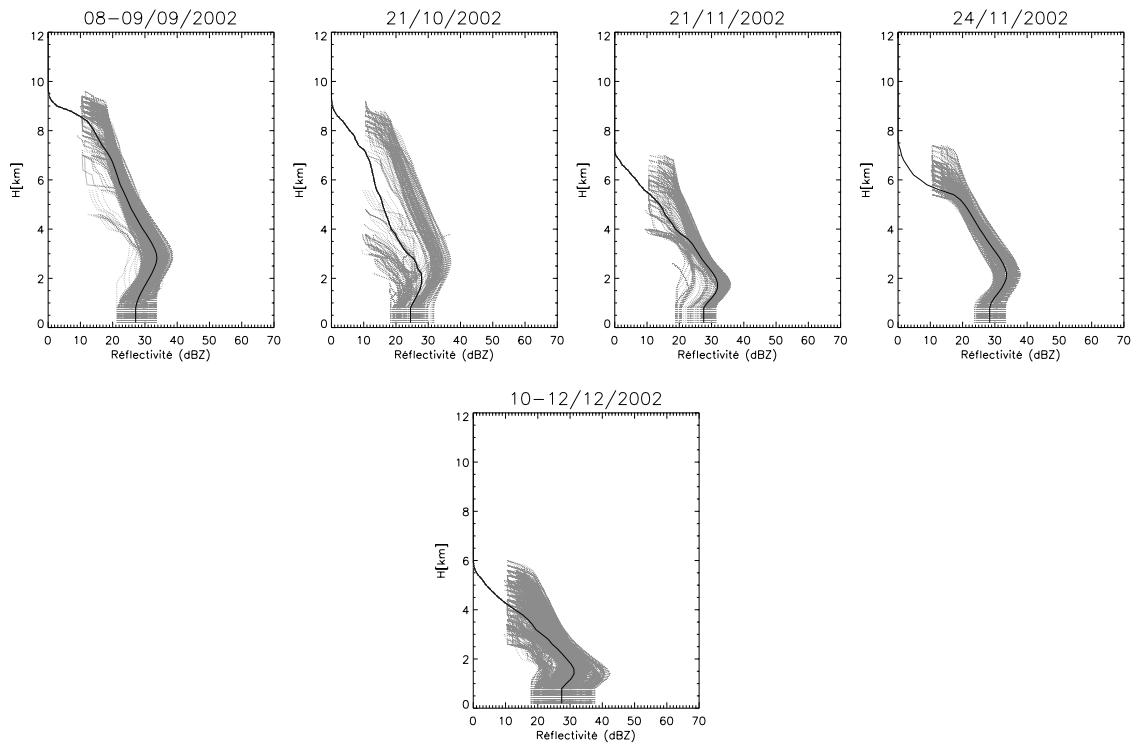


FIG. 6.4 – Familles des PVR moyens stratiformes à bande brillante moyennés sur 30 minutes pour chaque épisode de 2002

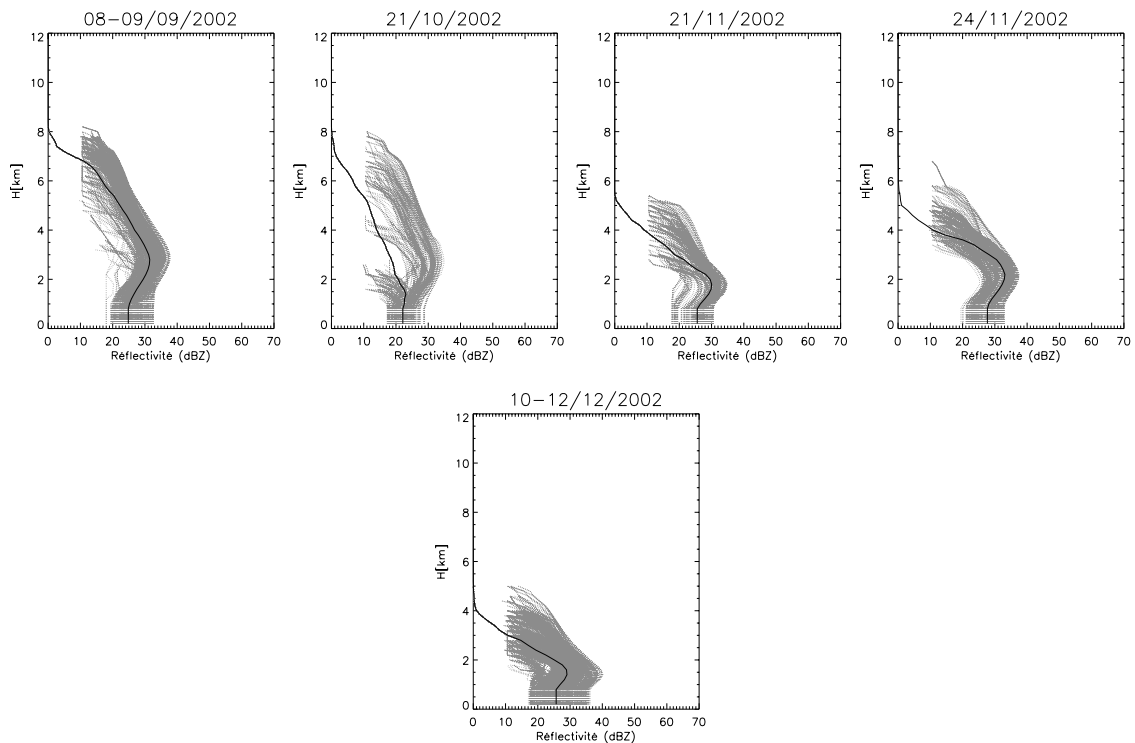


FIG. 6.5 – Familles des PVR médians stratiformes à bande brillante moyennés sur 30 minutes pour chaque épisode de 2002

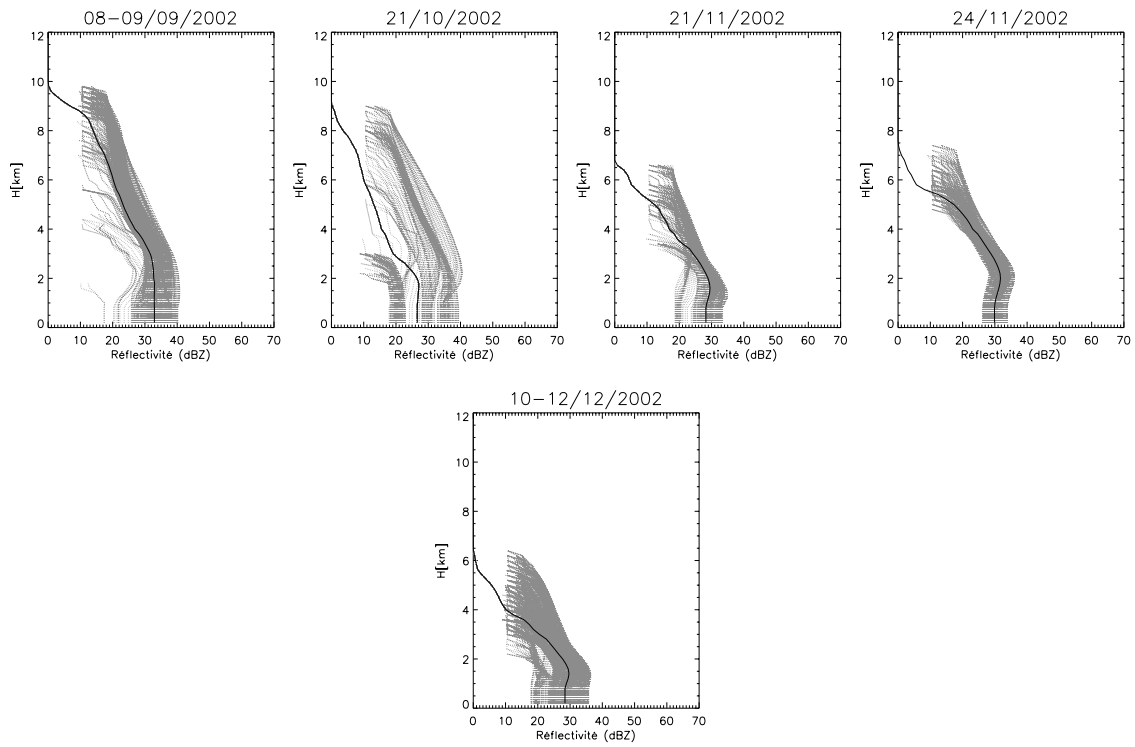


FIG. 6.6 – Familles des PVR moyens globaux moyennés sur 30 minutes pour chaque épisode de 2002

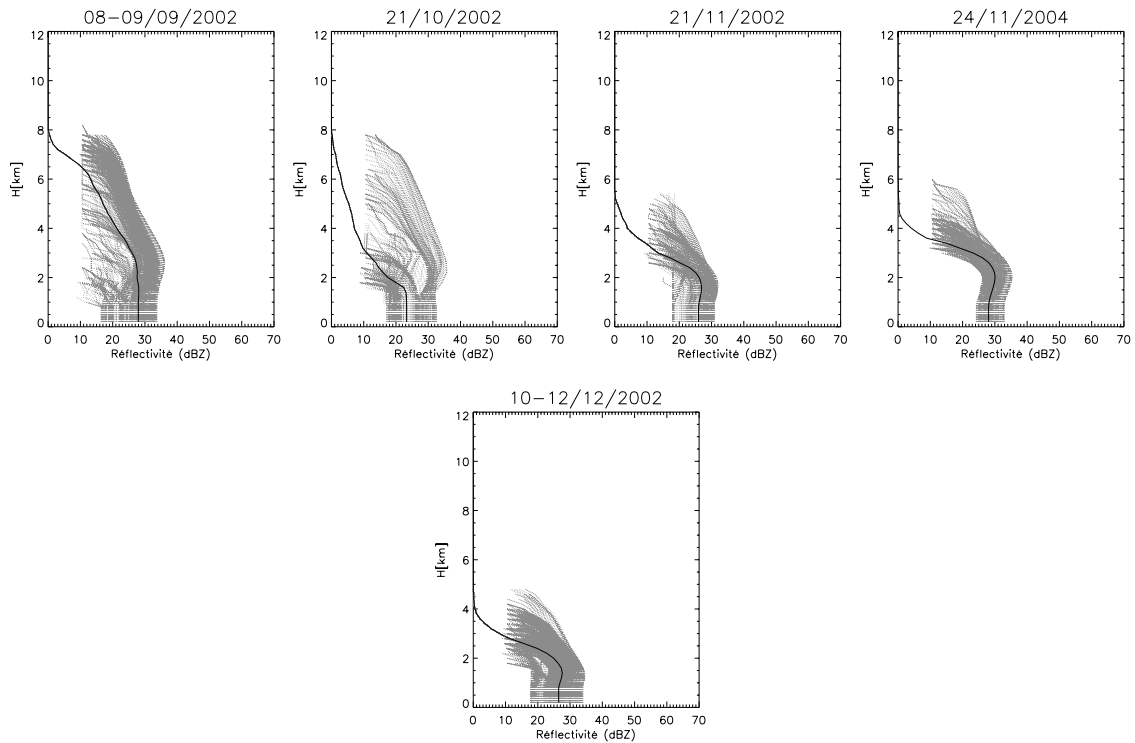


FIG. 6.7 – Familles des PVR médians globaux moyennés sur 30 minutes pour chaque épisode de 2002

brillante aux alentours de 2km

Nous voyons une séparation évidente entre les PVR médians et les PVR moyens pour un même évènement. Les premiers présentent des développements toujours moins élevés. Les écarts entre les deux profils augmentent avec l'altitude, car le PVR moyen est influencé par les profils de grandes amplitudes, malgré le fait qu'ils soient calculés entre les quantiles 10-90%.

La section suivante présente les résultats de reconstitution des lames d'eau radar suivant les différentes stratégies TRADHy et avec les deux jeux de PVR.

Les résultats se déclineront en trois parties :

- des résultats sur l'automne complet en cumul total et en cumul horaire.
- des résultats par évènement en cumul total et en cumul horaire pour toute la fenêtre OHMCV (0 à 250km du radar)
- des résultats par évènement en cumul total et en cumul horaire à grandes distances du radar (100 à 250km)

6.4 Résultats

6.4.1 Résultats pour l'automne 2002

Nous avons d'abord traité l'ensemble de la saison de mesure sans distinction des évènements. Les graphiques de la figure 6.8 présentent l'évolution des critères de reconstitution pour le cumul total (coefficient de détermination et de Nash) de chacune des stratégies TRADHy ainsi que pour la méthode opérationnelle pour la saison 2002.

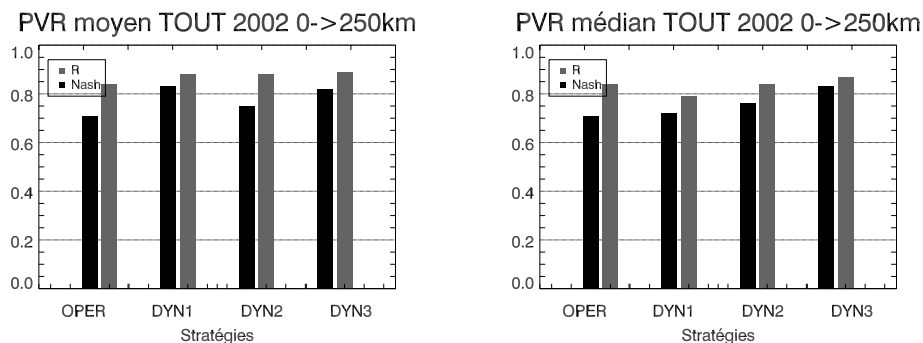


FIG. 6.8 – Évolution des coefficients de détermination et de Nash entre les stratégies OPER, DYN1, DYN2 et DYN3 pour l'ensemble de la saison 2002. La comparaison se fait sur le cumul total estimé pour l'ensemble des mailles radar contenant un pluviomètre. À gauche utilisation des PVR apparents moyens, à droite les PVR apparents médians.

Interprétations

Dans le cas des PVR moyens, nous voyons une évolution positive mais modeste des coefficients de détermination entre la méthode opérationnelle et les méthodes dynamiques. En terme de coefficient de Nash, la stratégie DYN1 est équivalente à DYN3, alors que la méthode intermédiaire DYN2 présente une dégradation sensible de ce critère. Il semble qu'il faille accompagner l'uti-

lisation de PVR typés (DYN2) pour la correction PVR avec des relations Z-R spécifiques par famille de pluie pour améliorer les résultats.

Dans le cas de PVR médians, la valeur du coefficient de Nash augmente avec la complexité de la méthode de traitement (c'est à dire de OPER vers DYN3) avec une très faible élévation entre OPER et DYN1 puis des augmentations plus marquées pour les deux autres stratégies. Le coefficient de détermination diminue lors du passage OPER-DYN1 pour remonter dès que l'on applique une correction PVR régionalisée (DYN2) ainsi qu'une Z-R spécifique (DYN3).

Quelque soit le type de PVR utilisé pour la correction PVR nous voyons que nos méthodes de traitements ont des résultats satisfaisant par rapport à la méthode opérationnelle sur l'ensemble de la saison même si le gain est mineur compte tenu des effets déployés notamment pour la séparation des types de pluie. Nous allons exposer maintenant les résultats de reconstitution évènement par évènement afin de juger plus finement de l'apport de nos méthodes de traitement.

6.4.2 Résultats évènement par évènement

Les figures 6.9 et 6.10 présentent l'évaluation de nos estimations de lame d'eau radar entre 0 et 250km du radar, au pas de temps évènementiel et horaire, pour l'utilisation des PVR moyens et des PVR médians afin de juger de la stabilité des résultats par rapport à ce paramètre.

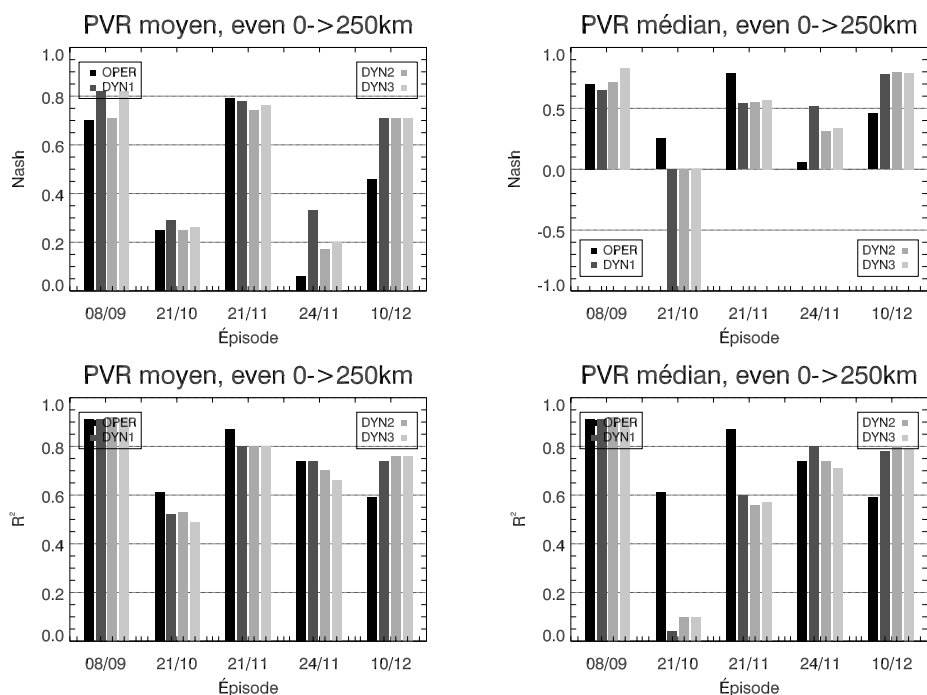


FIG. 6.9 – Évolution des coefficients de détermination et de Nash entre les stratégies OPER, DYN1, DYN2 et DYN3 pour chacun des évènements de la base de données 2002. Le pas de temps de calcul est évènementiel et la distance du radar sur laquelle les intensités de pluie sont comparées est de 0 à 250km, colonne de gauche pour le PVR apparent moyen et colonne de droite pour le PVR apparent médian

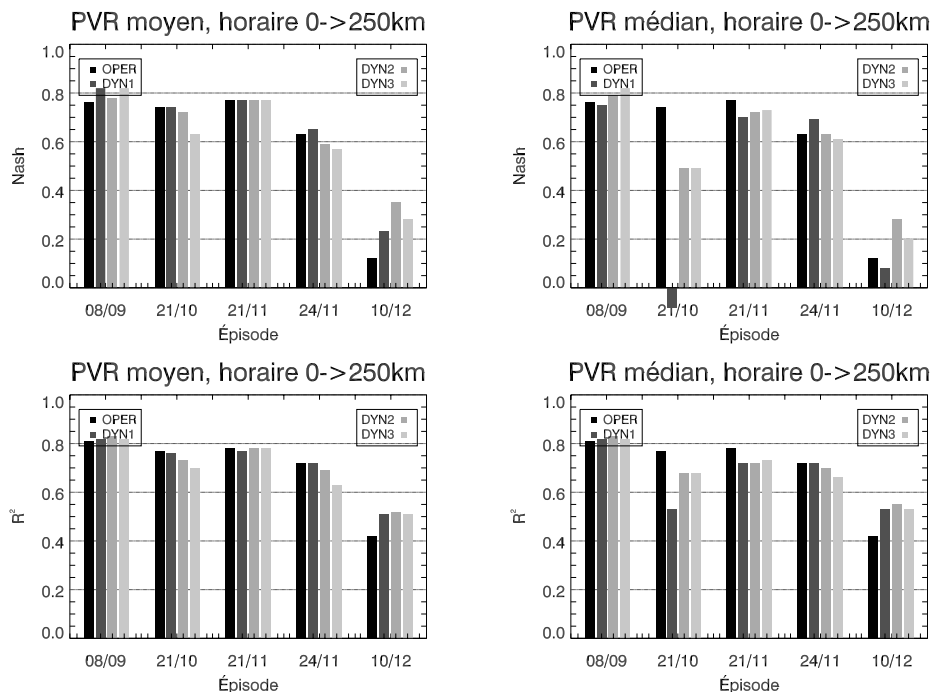


FIG. 6.10 – Idem que 6.9 mais le pas de temps de calcul est horaire.

Interprétation

Nous voyons premièrement que, indépendamment de la nature du PVR servant à la correction, les résultats sont différents d'un évènement à l'autre.

Nous notons une amélioration des résultats avec les méthodes dynamiques pour les évènements du 24 novembre et 10-12 décembre 2002 quelque soient les PVR utilisés. Pour le 24 novembre les deux méthodes DYN2 et DYN3 ont des résultats moins bons que DYN1 alors que pour le 10 décembre les scores restent stables. Si nous regardons les résultats pour le 8-9 septembre nous retrouvons les tendances que nous avons pour l'ensemble de la saison. Cet évènement est tellement intense qu'il influe directement sur les résultats de la saison complète. Nous retrouvons donc pour les PVR médians une baisse du coefficient de détermination au passage OPER-DYN1 qui se relève ensuite. Pour les PVR moyens il y a une chute du coefficient de Nash avec la méthode DYN2 qui est rattrapé ensuite avec la stratégie DYN3.

Pour les évènements des 21 octobre et 21 novembre les méthodes dynamiques n'améliorent pas les reconstitutions du cumul évènementiel. Nous pouvons constater que pour le 21 octobre les scores des méthodes dynamiques s'effondrent lorsque l'on utilise les PVR médians.

Au pas de temps horaire nous retrouvons les mêmes tendances mis à part pour le 21 octobre 2002. Les mauvais résultats des stratégies DYN2 et DYN3 pour le calcul du Nash n'apparaissent plus. Ceci est troublant et nous allons dans la section suivante nous pencher plus en détail sur cet évènement.

6.4.3 Le 21 octobre 2002

Les résultats des méthodes dynamiques du 21 octobre pour l'utilisation des PVR médians montrent une augmentation des critères entre la méthode DYN1 et les méthodes dynamiques DYN2 et DYN3 au pas de temps horaire. Les résultats événementiels sur les cumuls à l'aide des PVR médians sont pourtant mauvais. Cette remontée des critères d'évaluation en horaire est en fait due à la localisation du réseau de comparaison pluviométrique de référence.

Les cartes de la figure 6.11 présentent les cumuls événementiels de pluie estimés par les trois méthodes DYN1, DYN2 et DYN3 ainsi que le cumul pluviométrique. Nous voyons qu'une zone de fort cumul est calculée par les traitements dynamiques au nord ouest de la carte. Ceci explique les mauvais résultats de reconstitution au pas de temps événementiel alors que le réseau pluviométrique horaire présente des lacunes importantes dans cette zone (figure 6.1). Comme les critères de comparaison des méthodes sont calculés au droit des pluviomètres, nous obtenons de meilleures valeurs de critères pour les méthodes DYN2 et DYN3 aux pas de temps horaire, bien qu'il y ait un très mauvais calcul de pluie sur une partie de la fenêtre.

Mais ceci n'explique pas pourquoi nous reconstituons de tels cumuls de pluie au nord ouest du radar de Bollène. Pour cela il nous faut entrer plus en détail dans la méthode de correction des PVR.

Sensibilité de la correction de PVR à la nature du PVR

Les surestimations de pluie qui causent les forts cumuls présents sur les graphiques de la figure 6.11 ont lieu pour l'intervalle de temps 18h-20h TU le 21 octobre. Durant cette période une mauvaise correction de PVR est appliquée à cette zone lorsque l'on utilise les PVR médians. Nous retrouvons figure 6.12 les deux cartes des cumuls horaires correspondant à l'intervalle de temps 18h-19h avec les profils des PVR médians et moyens utilisés pour la correction.

Interprétations

La décroissance rapide avec l'altitude des valeurs du PVR médian, servant à la correction, induit de fortes valeurs de facteurs correctifs. Lorsque ceux-ci sont appliqués à des réflectivités mesurées sur la verticale ils provoquent de fortes surestimations de la réflectivité au sol.

Le choix du PVR pour la correction est donc très important car la sensibilité des résultats à ce paramètre est forte.

Cela nous amène à penser qu'il serait judicieux de ne pas appliquer de correction de PVR systématique, mais seulement lorsque les intensités de réflectivité sont assez élevées afin de ne pas se retrouver dans un cas similaire à celui que nous venons de décrire.

Dans la partie suivante nous présentons les résultats de reconstitution à grande distance du radar au delà de 100km. Ceci nous permettra de voir quels sont les apports de nos méthodes pour ces gammes de distances où les erreurs sur l'estimation quantitative des pluies sont les plus fortes.

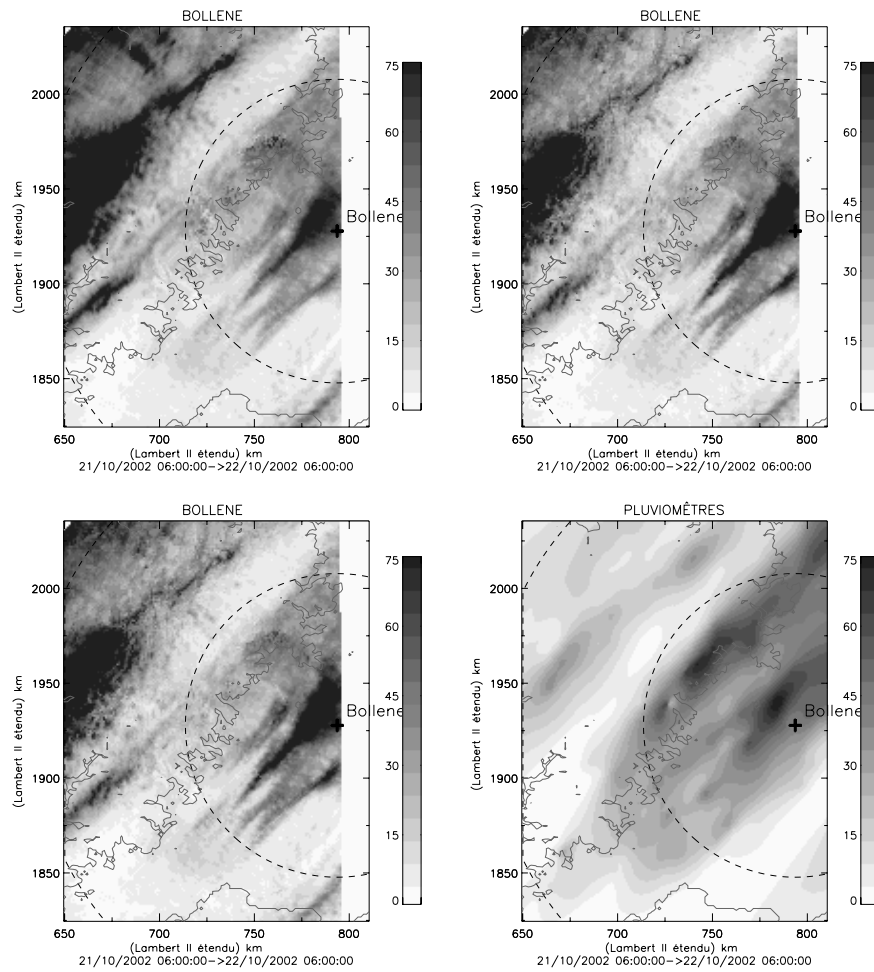


FIG. 6.11 – Cumuls en mm estimés le 21 octobre 2002 à partir des traitements radar du logiciel TRADHy ainsi que cumul pluviométrique ; de gauche à droite et de haut en bas : DYN1, DYN2, DYN3 et cumul pluviométrique.

6.4.4 Résultats à grandes distances

L'intérêt de traiter les données radars avec une correction de PVR (régionalisée ou non) se trouve essentiellement à grande distance du radar où l'on ne peut pas mesurer de réflectivité près du sol (altitude inférieure à 1 km). Pour juger des améliorations qu'apportent les traitements du logiciel TRADHy, tels qu'ils sont utilisés aujourd'hui, nous avons observé les estimations de pluie uniquement dans une gamme de distance au radar supérieure à 100 km.

Nous présentons sur les figures 6.13 et 6.14 le même type de résultats que les figures 6.9 et 6.10 pour cette gamme de distance.

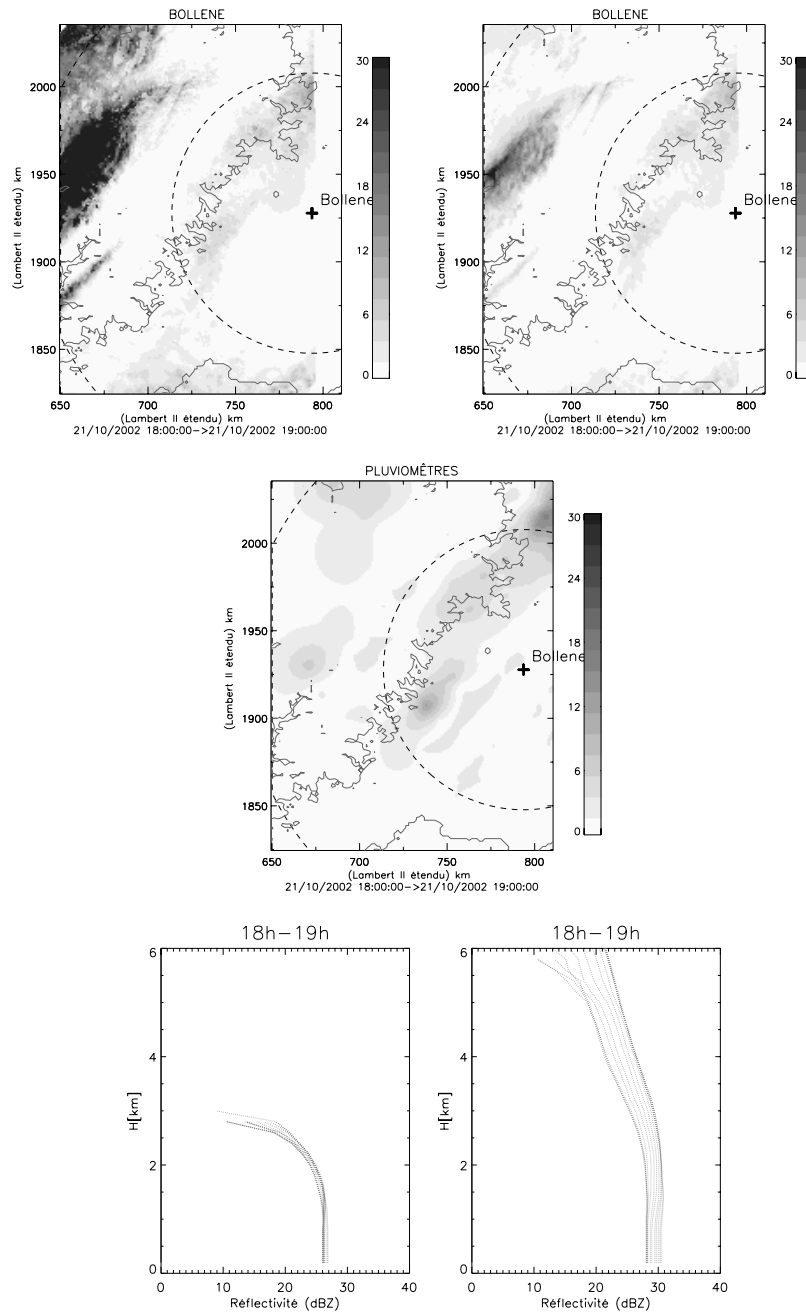


FIG. 6.12 – En haut : cumul horaire en mm estimé entre 18h et 19h le 21 octobre 2002 à partir du traitement radar DYN2 du logiciel TRADHy, avec à gauche l'utilisation du PVR médian et à droite le PVR moyen. Au centre le cumul horaire, estimé à partir des pluviomètres. En bas à gauche : Allures des PVR apparents médians utilisés pour la correction. En bas droite : PVR moyen utilisés pour la correction

Interprétations

Nous voyons que les estimations de pluie à grandes distances sont en globalité de qualité inférieure aux résultats que nous avons présentés sur les figures 6.9 et 6.10.

Les estimations à l'aide des PVR apparents moyens montrent une amélioration systématique des cumuls de pluie événementiels (figure 6.13) lors de l'utilisation des méthodes dynamiques par

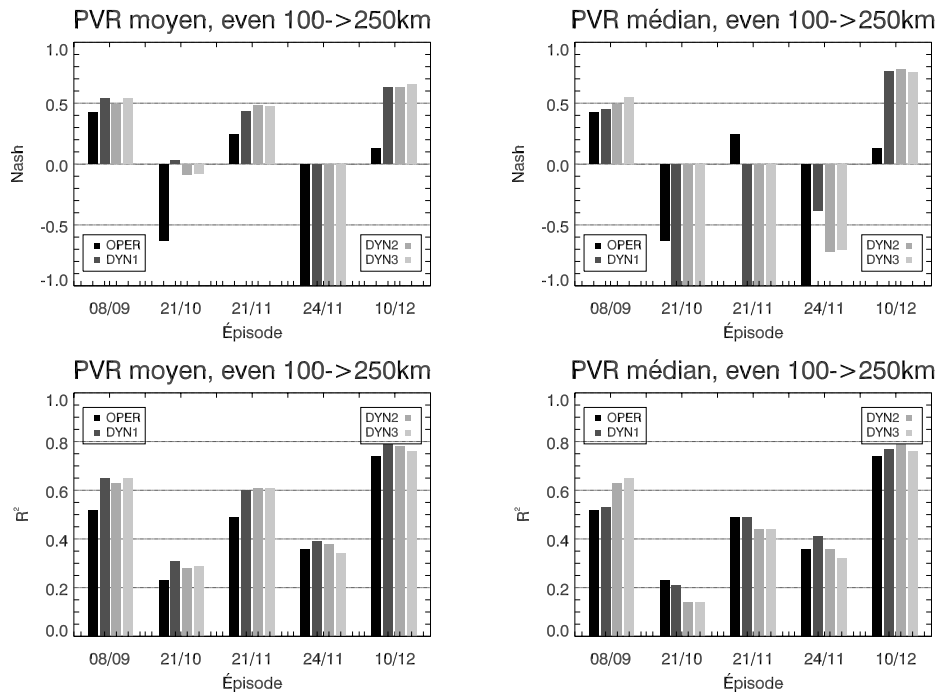


FIG. 6.13 – Évolution des coefficients de détermination et de Nash entre les stratégies OPER, DYN1, DYN2 et DYN3 pour chacun des événements de l'automne 2002. Le pas de temps de calcul est événementiel et la distance du radar sur laquelle les données sont comparées est de 100 à 250km.

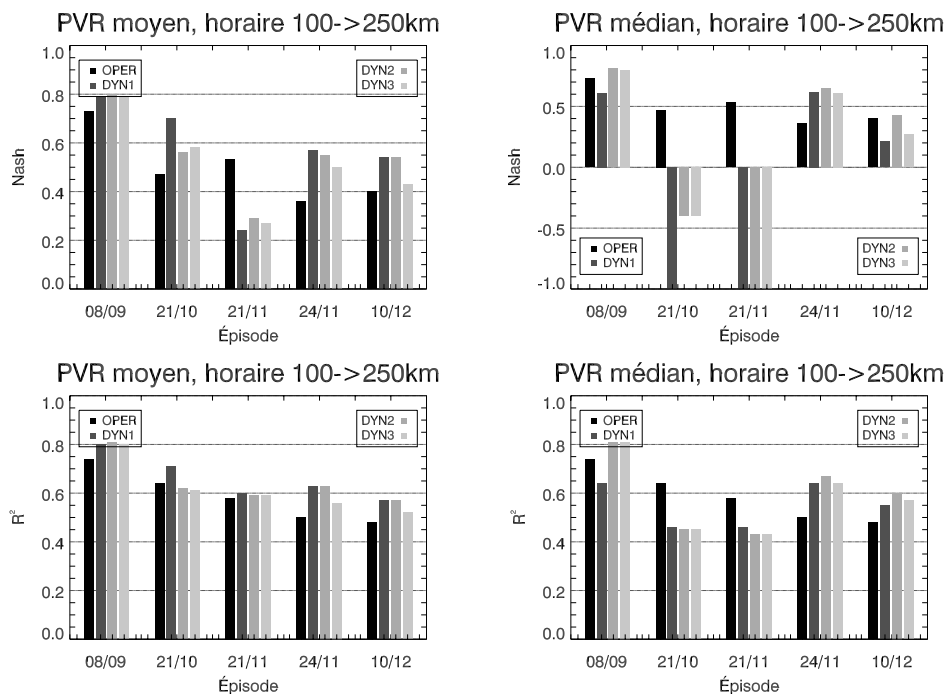


FIG. 6.14 – Idem que 6.13 mais le pas de temps de calcul est horaire.

rapport à l'opérationnelle de 2002.

Au pas de temps horaire seul un événement, le 21 novembre, ne suit pas cette tendance.

Sur les méthodes dynamiques c'est essentiellement DYN1 qui l'emporte sur DYN2 et DYN3. Ceci marque certainement un manque de robustesse des DYN2 et DYN3 avec des faiblesses certaines dans la séparation des types de pluie et le calcul des PVR typés.

L'utilisation des PVR apparents médians montre des résultats moins bons que ceux utilisant les PVR moyens. Notamment en terme de coefficient de Nash où les événements faibles des 21 octobre 21 et 24 novembre ont de très mauvais résultats. Comme nous l'avons décrit dans la section 6.3 les PVR médians ont des extensions verticales moins grandes que les PVR moyens, ce qui explique que leur utilisation à grande distance ne soit pas satisfaisante.

Nous allons revenir en détail sur le cas du 10-12 décembre 2002, pour lequel nous avons les résultats les plus contrastés et où les méthodes du logiciel TRADHy se démarquent de la mesure opérationnelle.

6.4.5 Détail sur le 10-12 décembre

Cet événement présente les améliorations les plus marquées entre la méthode opérationnelle de 2002 et les stratégies dynamiques du logiciel TRADHy. La carte de cumuls événementiels présentée sur la figure 1.11 pour l'événement qui s'est déroulé entre le 10 et 12 décembre 2002 montre que la plus grosse partie de la pluie est tombée dans la région de Montpellier à plus de 80km du radar.

Entre la zone de précipitations intenses et le radar de Bollène nous avons observé une zone stratiforme comportant une bande brillante. Cette succession de zone à bande brillante et de zone convective lointaine est mal gérée par la méthode opérationnelle, comme le montre la figure 6.15 qui représente la carte des cumuls événementiels mesurés par la méthode opérationnelle.

Interprétations

Nous voyons qu'il y a une mauvaise localisation du cumul de pluie lorsque l'on compare cette figure avec le cumul pluviométrique de la figure 6.15. La bande brillante fausse la mesure du radar. Celui-ci surestime alors la pluie car il est influencé par les fortes réflectivités dues à la couche de mélange. Nous voyons également les effets des échos fixes sur les reliefs donnant de forts cumuls "artificiels".

Plus loin le radar est au dessus de la couche de mélange et sous-estime la pluie.

L'utilisation de la correction régionalisée du PVR permet de s'affranchir d'une partie de ces erreurs comme le montre la carte des cumuls de la méthode DYN1 et DYN2, figure 6.15. La zone de forts cumuls est mieux localisée grâce à la correction globale du PVR (DYN1) et en fonction du type de pluie (DYN2). Les effets de la bande brillante dans la zone intermédiaire et des échos fixes sont moins intenses.

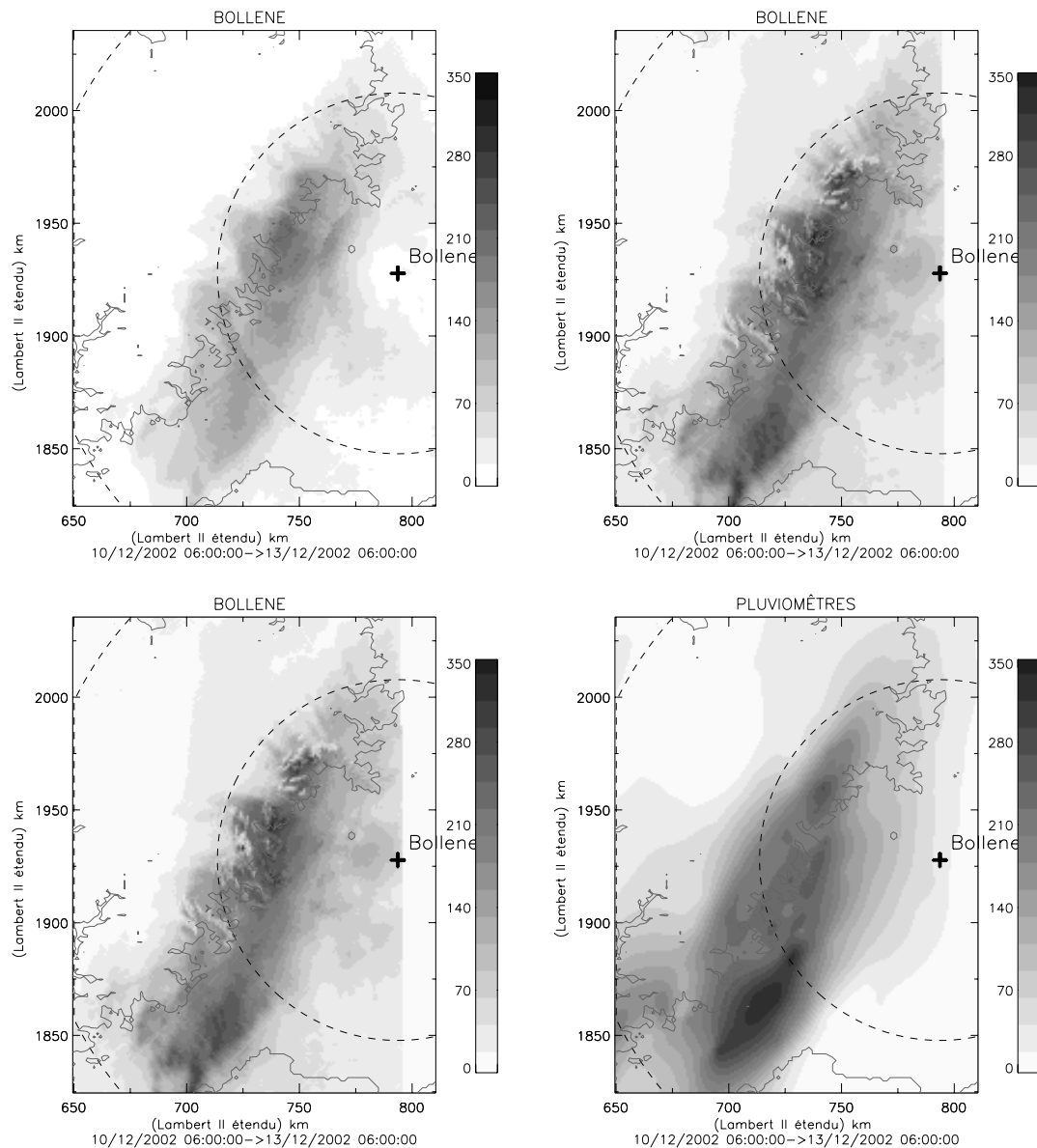


FIG. 6.15 – Comparaison de différentes reconstitutions des cumuls de pluie en mm des 10-11 et 12 décembre 2002. En haut à gauche : cumuls opérationnels; en haut à droite : traitement DYN1; en bas à gauche : traitement DYN2; en bas à droite : cumuls de pluie krigés à 1km^2 issus des pluviomètres.

6.4.6 Conclusions

La reconstitution des lames d'eau au sol pour différents évènements de l'année 2002 et la comparaison avec les mesures du réseau pluviométrique nous ont fait apprécier plusieurs éléments :

- Les stratégies sont d'efficacité inégale en fonction de la structure de l'évènement pluvieux.
- L'utilisation de PVR apparents moyens pour la correction de PVR est clairement supérieure à l'utilisation de PVR apparents médians. Notamment à grande distance où les PVR médians sont pris en défaut.

- Certains épisodes pluvieux sont déjà bien estimés par la méthode opérationnelle comme celui des 8 et 9 septembre car l'évènement possède une extension verticale importante mesurable à grande distance. Dans ce cas l'apport des traitements sophistiqués est moindre.
- Certains évènements tel que celui des 10-12 décembre 2002 ont une structure complexe qui ne permet pas une estimation correcte par la méthode opérationnelle. Les différentes méthodes TRADHy trouvent alors tout leur intérêt en permettant une meilleure estimation du volume précipité et une meilleure localisation des précipitations à condition que les différentes structures soient observées à proche distance.
- La densité du réseau de comparaison est très importante. Si celui-ci possède des zones moins denses, nous pouvons alors ne pas détecter certaines erreurs d'estimation.
- L'utilisation de relations Z-R spécifiques (NEXRAD) par type de pluie n'améliore pas significativement les résultats de reconstitution par rapport à la méthode utilisant une relation unique.

Dans la seconde partie de ce mémoire nous allons présenter une analyse granulométrique des pluie cévenoles issue d'une expérimentation que nous avons mis en place durant l'automne 2004. A l'issue de cette analyse nous proposerons un nouveau jeu de relations Z-R afin de les substituer aux relations NEXRAD de la méthode DYN3. Nous apprécierons alors si il existe un traitement régionalisé propre à la région Cévennes-Vivarais.

Troisième partie

Variabilité de la granulométrie des pluies et des relations Z-R associées

Chapitre 7

Expérimentation granulométrique Alès 2004

Sommaire

7.1	Introduction	109
7.2	Problématiques et questions	110
7.3	Rappel bibliographique.	110
7.4	Expérimentation granulométrique à Alès (2004)	112
7.4.1	Principe	112
7.4.2	Localisation du site de mesure et visibilité hydrologique des radars	114
7.4.3	La base de données :	115
7.5	Descriptif des cinq évènements mesurés à Alès.	115

7.1 Introduction

Le connaissance de la granulométrie des pluies est importante pour différentes thématiques allant de la compréhension de la microphysique des pluies jusqu'à l'impact érosif des précipitations.

Dans le cas de notre travail nous nous intéressons à la granulométrie pour tenter d'améliorer l'estimation des pluies à l'aide du radar météorologique. Nous nous plaçons dans le cadre des pluies intenses que l'on rencontre généralement durant l'automne dans cette région. La question que nous déclinerons plus loin est : Est-il possible d'évaluer un lien entre la distribution des pluies et la structure verticale du nuage ?

En prémisses à la pérennisation d'un site d'observation de la granulométrie des pluies cévenoles nous avons mené une expérimentation durant l'automne 2004 à Alès. Celle-ci pose les bases et commence l'exploration de cette thématique. Évidemment de longues plages de mesures sont nécessaires, mais des soucis matériels liés à tous travaux expérimentaux ont fait que nous n'avons pu travailler dans le cadre de cette thèse qu'avec une seule saison de données.

Nous avons mis en œuvre durant l'automne 2004, un disdromètre optique qui estime la microphysique des pluies au sol. Les radars météorologiques de Météo-France nous ont fourni des

informations sur la structure verticale du nuage et les données pluviométriques de la DDE 30 (Gard) nous renseignent sur l'intensité des pluies au sol dans le voisinage du disdromètre.

7.2 Problématiques et questions

Les problématiques auxquelles nous avons tenté d'apporter une réponse sont :

- Peut-on identifier une granulométrie spécifique pour les pluies cévenoles ?
- Quelle est la sensibilité de la représentation de la DSD pour la reconstitution de l'eau précipitée par radar météorologique ?

Ces problématiques se décomposent en une série non exhaustive de questions que nous aborderons dans les deux chapitres qui suivent.

1. Quelle est la sensibilité de la relation Z-R à son mode d'établissement à partir des données granulométriques ?
2. Comment varie la distribution granulométrique et la relation Z-R d'un évènement à l'autre et au sein d'un même évènement ?
3. Peut-on mettre en évidence un lien entre la structure 3D du champ de pluie tel qu'il est vu par le radar et la granulométrie au sol ?
4. Les relations Z-R issues des données granulométriques sont elles adaptées/optimales pour la conversion des réflectivités radar en intensité de pluie ?

Dans ce chapitre, nous proposons d'abord un rappel bibliographique sur une somme de travaux ayant porté sur cette thématique, puis nous présenterons l'expérimentation réalisée à Alès.

7.3 Rappel bibliographique.

C'est en 1948 que Marshall et Palmer proposèrent l'une des premières analyses granulométriques. A partir d'une série de mesures de tailles de gouttes recueillies au Canada pendant des précipitations représentatives des régions tempérées, ils proposèrent une relation analytique de type exponentielle décroissante pour la DSD :

$$N(D) = 8000.exp(4.1 * \frac{D}{R^{0.21}}) [\text{mm}^{-1}.\text{m}^{-3}] \quad (7.1)$$

De cette relation ils déduisirent la relation réflectivité/intensité de pluie :

$$Z = 200.R^{1.6} [\text{mm}^6.\text{m}^{-3}] \quad (7.2)$$

relation qui est toujours largement utilisée et surtout extrapolée pour des intensités de pluie dépassant son domaine de validité.

Fujiwara (1965) a mis en évidence les variations de distributions de gouttes et de relations Z-R associées, en étudiant une série de 34 évènements pluvieux mesurés aux États-Unis en essayant

de réaliser une classification par type de pluie. Il confirma la forme exponentielle que prenaient les spectres de gouttes mais montra que ceux-ci déviaient considérablement des spectres moyens de Marshall et Palmer.

Waldvogel (1974) proposa une étude sur les variations temporelles de la DSD. Il montra un lien entre les changements de structure des nuages précipitants et la granulométrie des pluies au sol. Il exploita les mesures radar et les mesures au sol pour exprimer la concomitance des variations du paramètre N_0 de la relation exponentielle, avec les caractéristiques du nuage. Il proposa un modèle empirique basé sur les sauts de N_0 (" N_0 jump"). Il semble que ces pics de N_0 ($> 20000 \text{ mm}^{-1}\text{m}^{-3}$) correspondent aux passages de cellules sans présence de glace et où la convection était prédominante (pluies moyennes et fortes). Il montra également que les spectres observés variaient significativement par rapport aux observations de Marshall et Palmer.

Tokay et Short (1996) proposèrent à leur tour un modèle de classification des différents types de granulométrie au sein d'un événement pluvieux. Leur modèle de partition, un peu plus complexe que celui de Waldvogel, s'exprimait par une fonction $N_0(R)$ avec $N_0=4*10^9.R^{2.3}$ séparant les spectres convectifs et stratiforme. Ils montrèrent que la convection présentait généralement, à taux de pluie égal, plus de petits diamètres de gouttes que les phases stratiformes. Ce qui se traduit par des spectres convectifs plus courts et s'éloignant sensiblement de la forme en exponentielle décroissante. D'autres auteurs mettront ces caractéristiques microphysiques en évidence tels que Stewart et al. (1984), Huggel et al. (1996), Atlas et al. (1999), Maki et al. (2001), Uijlenhoet et al. (2003).

La grande difficulté de mettre en relation variabilité de la DSD et type de pluie est de bien déterminer les limites de chaque type de précipitation. Plusieurs travaux se sont basés sur des mesures effectuées en région tropicale, concernant des événements du type "ligne de grains" (Atlas et al. 1999, Maki et al. 2001, Uijlenhoet et al. 2003). Ces événements présentent une distinction de type de pluie aisée avec la succession de zone convective, de zone de transition puis de zone de traîne stratiforme avec des interfaces très bien marquées entre chaque phase.

Certains travaux ont mis en relation des algorithmes de classification de types de pluie à l'aide d'images radar avec la variabilité de la DSD.

Yuter et al. (1997) ont exposé une étude sur une classification de zones convectives à partir d'images radar basée sur le modèle de Steiner et al. (1995). Des mesures concomitantes de DSD ont été obtenues à partir d'un système de mesure par vidéo embarquée par avion. Les auteurs ont mis en exergue le rôle des petits et des gros diamètres dans l'estimation de la relation Z-R. Mais ils n'ont pu faire de lien avec le type de pluie déterminé grâce à l'imagerie radar.

Dans les travaux ayant porté sur l'arc méditerranéen nous pouvons mentionner ceux de Sempere-Torres et al. (1994 et 1998), avec la mise en place de la loi d'échelle (chapitre 3), sur des jeux de données granulométriques mesurés en régions méditerranéennes.

Salles et al. (1999) ont caractérisé l'évolution de la DSD événement par événement et ont proposé deux types de calage de la granulométrie (un calage convectif et un stratiforme) à l'aide d'une estimation du type de pluie majoritaire durant chacun des événements. Ils en ont déduit des relations Z-R associées.

A plus petite échelle temporelle, Sempere et al. (2000) ont mis en place une séparation de mesures granulométriques réalisées à Barcelone en fonction d'un nouvel algorithme de séparation de zones convectives (Steiner et al. 1995) et de zones stratiformes à bande brillante (Sanchez-Diezma et al. 2000). Ils ont montré que les différents spectres ainsi "typés" se regroupaient en familles beaucoup plus homogènes. Cette étude et les travaux qui sont actuellement menés à l'Universitat Politecnica de Catalunya (UPC) sont très proches des travaux de ce mémoire.

Il est évident, après lecture de cette bibliographie qu'il existe des comportements microphysiques et des aspects de la distribution des diamètres de gouttes propres à chaque type de pluie associés à la région d'étude. Nous allons mettre à nouveau ceci en évidence avec notre jeu de données et tenter de trouver un réel lien avec la donnée radar.

7.4 Expérimentation granulométrique à Alès (2004)

Il existe plusieurs types de capteurs granulométriques utilisant différentes technologies. Citons par exemple les systèmes électro-mécaniques analysant l'impact des gouttes d'eau sur une membrane (disdromètre JWD, Joss et Waldvogel 1967), ou les systèmes optiques s'appuyant sur l'atténuation que le passage d'une goutte génère dans un faisceau infra-rouge (spectro-pluviomètre optique, Salles 1995 ou Parsivel, Löffler-Mang et Joss 2000). Salles (1995) fait un très bon historique de ces appareils dans sa thèse de doctorat. Nous invitons le lecteur à s'y reporter pour plus d'informations. Nous nous concentrerons sur la description du disdromètre optique de type Parsivel que nous avons utilisé.

7.4.1 Principe

Le disdromètre que nous avons utilisé en 2004 est un appareil à technologie optique de type "PARSIVEL" de la marque PMTech (Löffler-Mang et Joss 2000). Ce disdromètre optique est à faisceau unique permettant la mesure des diamètres et des vitesses de gouttes (de fabrication industrielle son fonctionnement est aisé et robuste).

L'appareil est muni d'un émetteur et d'un récepteur de proche infrarouge fournissant un faisceau rectangulaire de 3 mW de puissance pour une longueur d'onde de 780 nm. Les dimensions du faisceau sont de 27 mm de largeur, de 180 mm de longueur (soit une surface de captation de 48.6 cm²) et de 1 mm d'épaisseur. L'interception du rayon par une goutte d'eau (opaque pour la longueur d'onde utilisée) fait varier l'amplitude du signal électrique, qui une fois traitée, permet d'estimer la taille de la goutte. Le temps de passage dans le faisceau permet également le calcul de la vitesse de chute. Une rectification sur le diamètre est faite en tenant compte de l'aplatissement de la goutte durant la chute. Ci-dessous, figure 7.1, nous retrouvons une photo

du PARSIVEL, ainsi qu'un schéma donnant les dimensions de l'appareil.

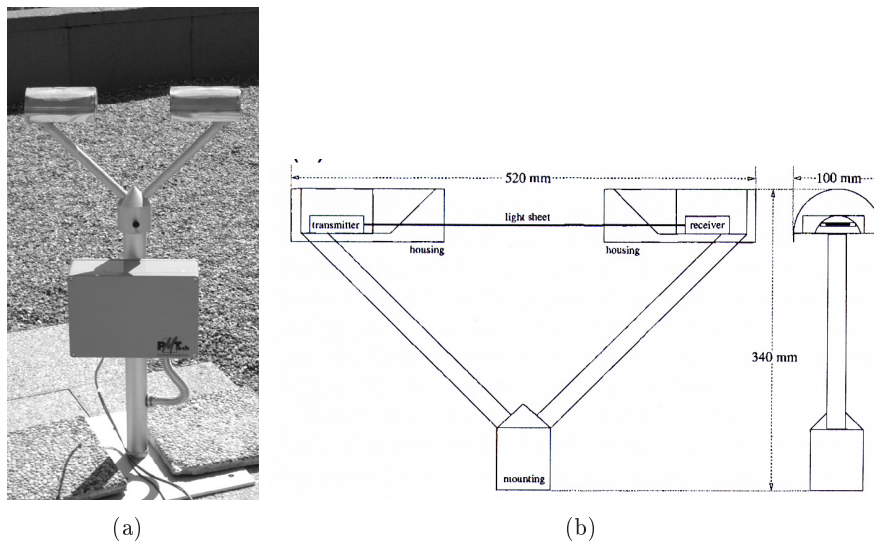


FIG. 7.1 – a : Photographie du disdromètre Parsivel sur le toit du LTHE. b : Schéma du dimensionnement du Parsivel (Löffler-Mang et Joss (2000))

Cet appareil à été testé et utilisé dans différents travaux tels que Löffler-Mang and Joss (2000), Yuter et al (2003). Dans le premier les mesures du disdromètre optique ont été comparées avec les mesures d'un disdromètre à impact JWD. Le JWD échantillonne les diamètres sur 20 classes de taille allant de 0.3 mm à 5.5 mm avec des classes de tailles variables. Les auteurs montrent que le PARSIVEL est en accord avec le JWD sur la mesure des spectres de gouttes dans la gamme de diamètre de 0.7 à 2 mm. Pour les diamètres plus petits les problèmes de turbulence faussent les mesures du JWD. Au delà de 2mm, les mesures ne sont pas assez nombreuses pour une comparaison robuste des deux appareils (figure 7.2).

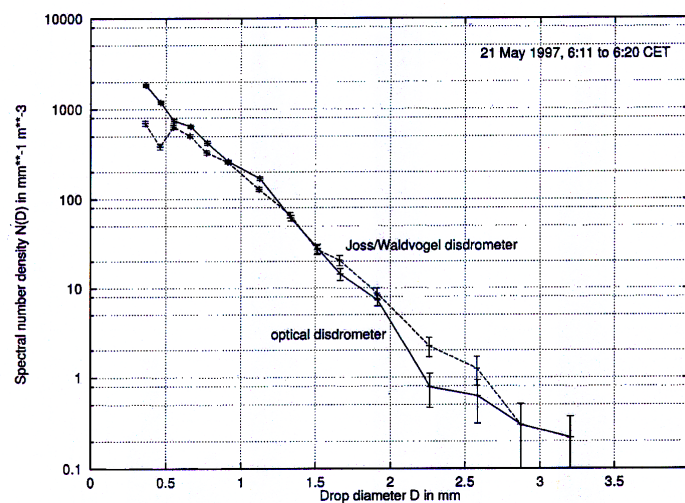


FIG. 7.2 – Comparaison de la mesure d'un spectre de gouttes moyen sur 10 minutes entre le disdromètre JWD et le disdromètre PARSIVEL, tirée de Löffler-Mang et al (2000)

Les auteurs valident également la mesure de pluie du Parsivel en comparant les cumuls journaliers de celui-ci à ceux du JWD et d'un pluviomètre de type Hellmann (cf figure 5 de Löffler-Mang et Joss, 2000).

Au vu de ces travaux, nous avons utilisé le disdromètre PARSIVEL pour notre étude granulométrique en ayant confiance dans ces mesures, mais nous comparerons tout de même durant l'expérimentation, la mesure du disdromètre avec les pluviomètres de la DDE 30.

7.4.2 Localisation du site de mesure et visibilité hydrologique des radars

A l'automne 2004, de septembre à décembre, le disdromètre a été installé à l'École des Mines d'Alès (EMA). L'EMA est localisée dans le département du Gard à 60 km du radar de Bollène et 50 km du radar de Nîmes, au pied des contreforts du Massif Central, au cœur des Cévennes (figure 7.3).

Ce site s'affranchit en partie des effets d'échos fixes et de masques pour le radar de Bollène. D'après les calculs de VISHYDRO (Pellarin, 2001), nous voyons, figure 7.3, que ces effets sont assez faibles dans la région d'Alès. Nous pourrions alors utiliser les mesures réalisées par le radar de Bollène pour avoir une image de la structure du nuage sur la verticale du disdromètre.

Suite à un défaut de fonctionnement du pluviomètre mis en place à côté du disdromètre, nous ne disposons malheureusement que des mesures du pluviomètres de la DDE 30 situé à 2.9km de l'EMA.

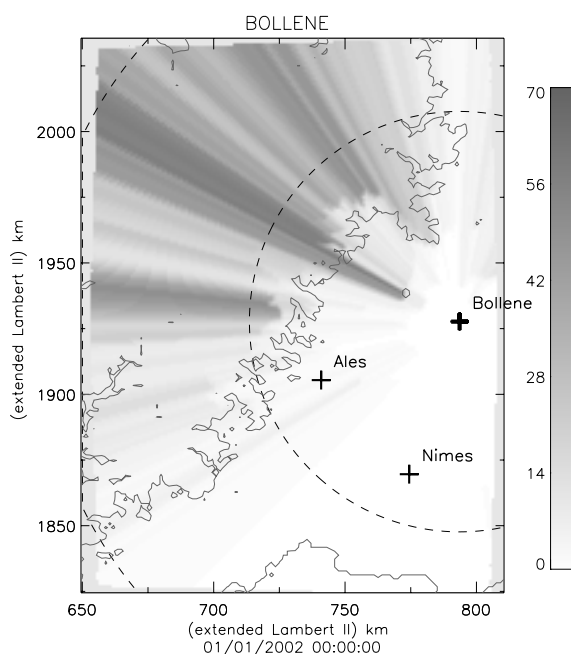


FIG. 7.3 – Carte des effets de masque sur la région en pourcentage d'énergie du faisceau interceptée pour l'angle d'élévation de 0.8°

7.4.3 La base de données :

La base de données granulométriques établie durant l'automne 2004 comprend 5 évènements pour lesquels des cumuls de pluie au moins égaux à 20 mm ont été observés. Le tableau 7.1 récapitule chacun d'eux en indiquant leurs principales caractéristiques.

Date	Cumul (mm)	intensité max. (mm/h) sur 1 minute	Nb de spectres non nuls
13-10-2004	42.5	82	533
18-10-2004	71.5	80	1117
25-10-2004	35.8	53	1008
27-10-2004	100.7	78	1309
03-11-2004	28.3	60	578

TAB. 7.1 – Tableau récapitulatif des caractéristiques des cinq évènements mesurés durant l'expérimentation 2004.

Chacun de ces évènements a été suivi par les radars de Météo-France et par le réseau de pluviomètre de la DDE 30. Il sera possible de mettre en relation les relevés granulométriques avec chacune de ces mesures suivant leur disponibilité (cf diagramme 7.9).

7.5 Descriptif des cinq évènements mesurés à Alès.

Pour les cinq évènements de la base de données 2004, nous avons à notre disposition les analyses météorologiques du NCEP/NOAA (National Center for Environmental Prediction/National Oceanic and Atmospheric Administration). Celles-ci nous permettent de connaître l'évolution altimétrique du champs de pression à 500hPa sur une fenêtre centrée sur la France.

Les ré-analyses pluviométriques de l'OHMCV nous proposent également des estimations de cumuls événementiels pour chaque élément de la base de données. Chacune de ces journées d'observations présentent un flux de sud avec une entrée d'air humide méditerranéen.

Nous pouvons retrouver les cumuls pluviométriques événementiels sur la fenêtre OHMCV pour chacune de ces journées ainsi que le champ de pression à 500 hPa sur les figures 7.5 à 7.5. Nous voyons que l'intervalle de cumuls journaliers est assez large. Il faut rappeler que le choix de ces évènements ne s'est fait que par la quantité d'eau mesurée par le disdromètre sur le site d'Alès (cumul événementiel supérieur à 20 mm), et non sur l'aspect global de l'évènement.

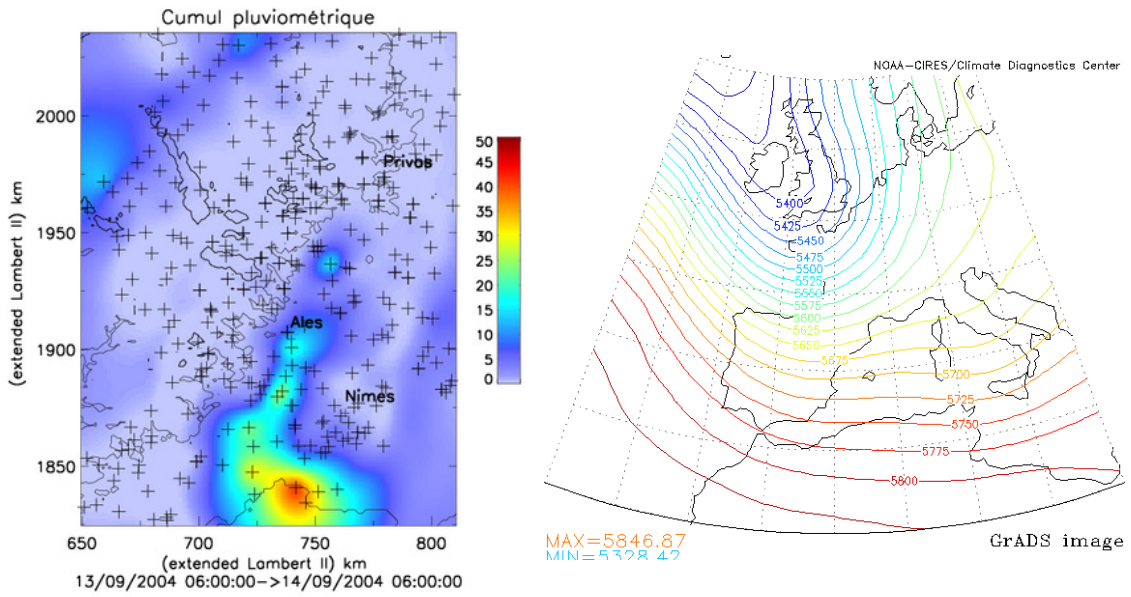


FIG. 7.4 – Cumul pluviométrique du 14/10/2004 et champ de pression 500 hPa à minuit.

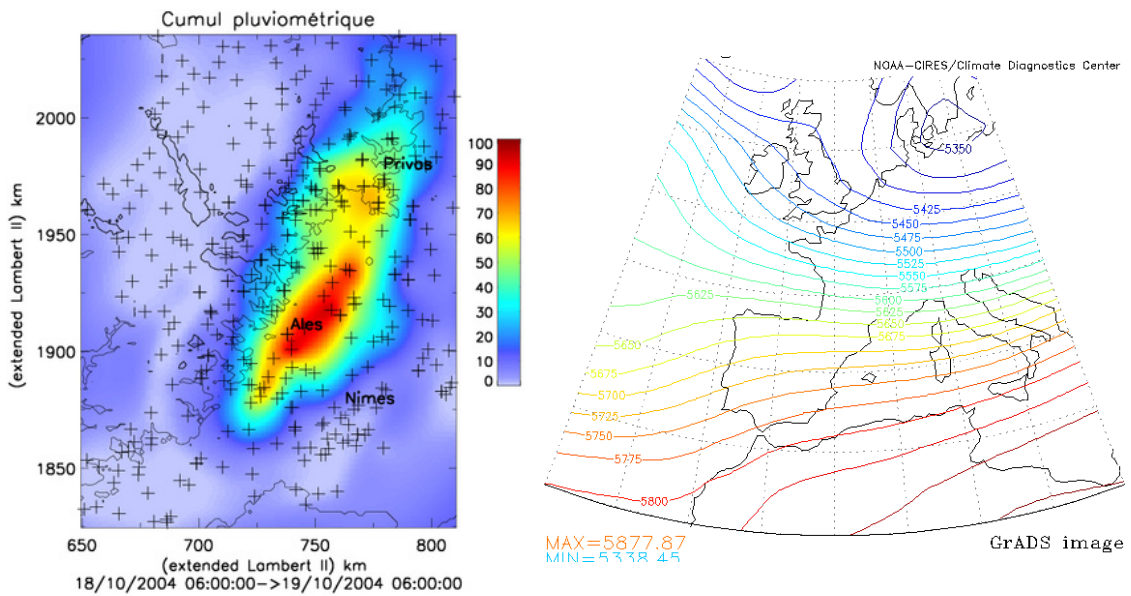


FIG. 7.5 – Cumul pluviométrique du 18-19/10/2004 et champ de pression 500 hPa à minuit.

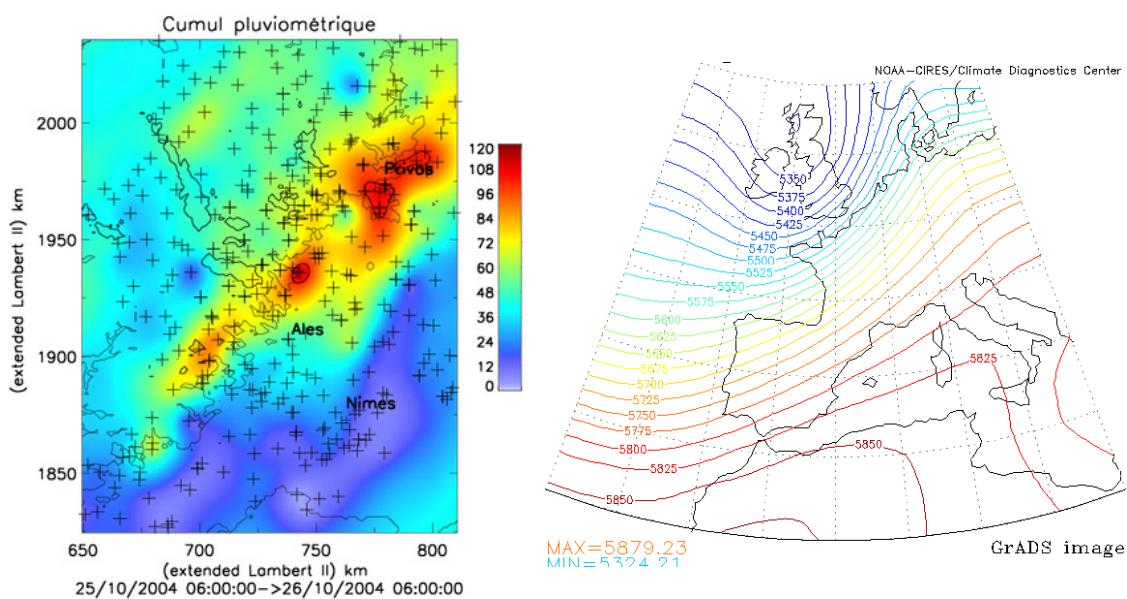


FIG. 7.6 – Cumul pluviométrique du 25-26/10/2004 et champ de pression 500hPa à minuit.

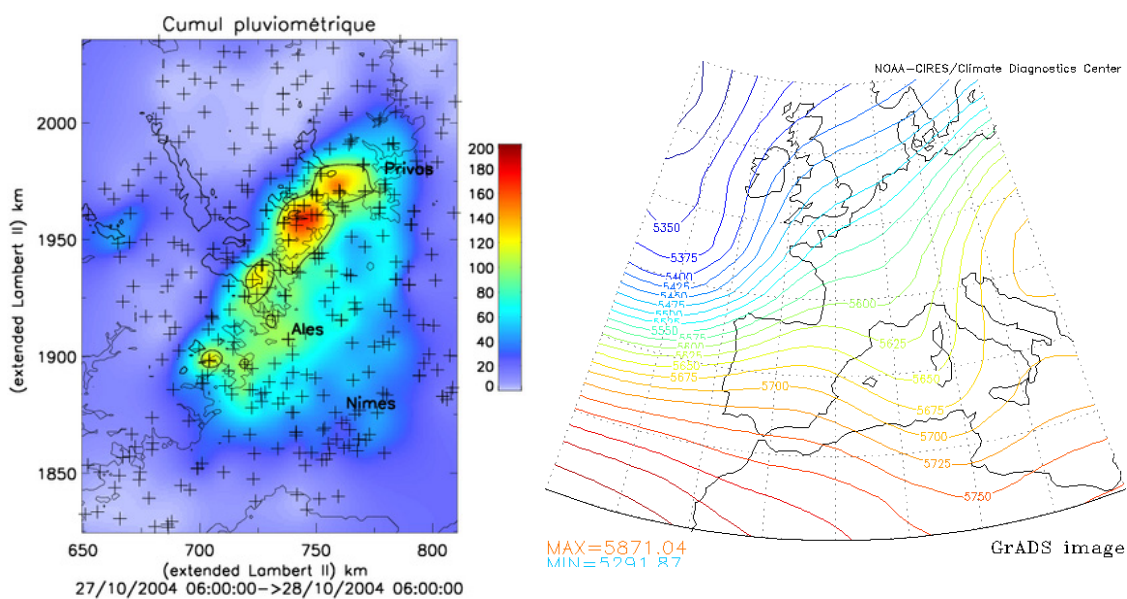


FIG. 7.7 – Cumul pluviométrique du 27-28/10/2004 et champ de pression 500hPa à minuit.

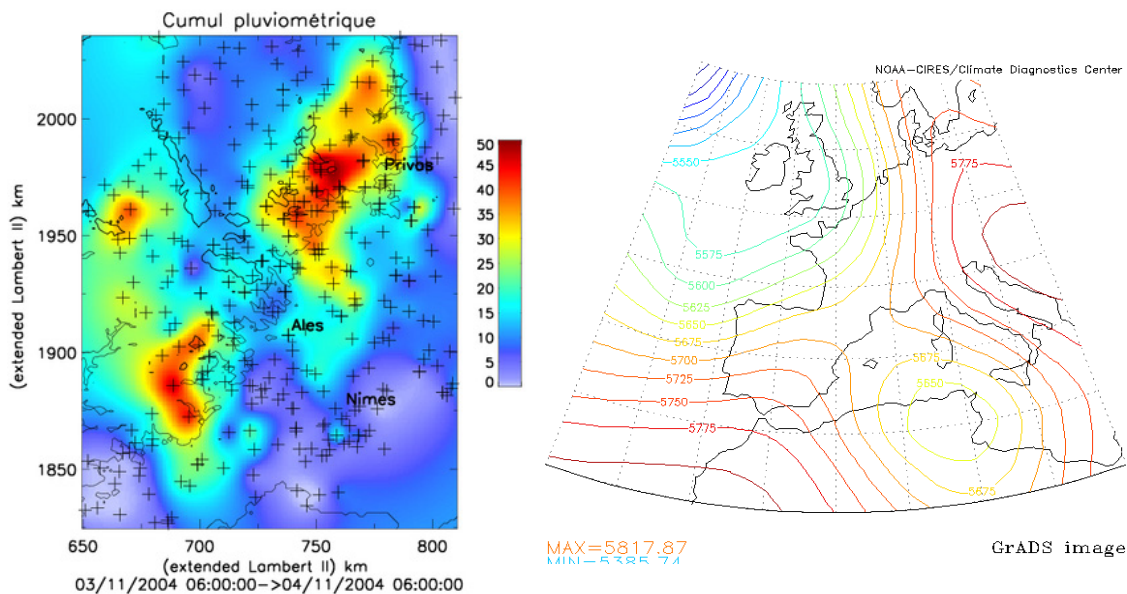


FIG. 7.8 – Cumul pluviométrique du 03/11/2004 et champ de pression 500hPa à minuit.

La base de données

L'élaboration d'une base de données d'un phénomène naturel est soumise à beaucoup de facteurs limitants qui sont en particulier l'occurrence du phénomène voulu, et le bon fonctionnement du matériel.

Comme nous pouvons le voir sur le diagramme 7.9, notre base de données pour l'automne 2004 est en partie incomplète. Un grand nombre des mesures radar volumiques sont manquantes (un seul évènement documenté). La suite du travail est dépendante de ces lacunes de données.

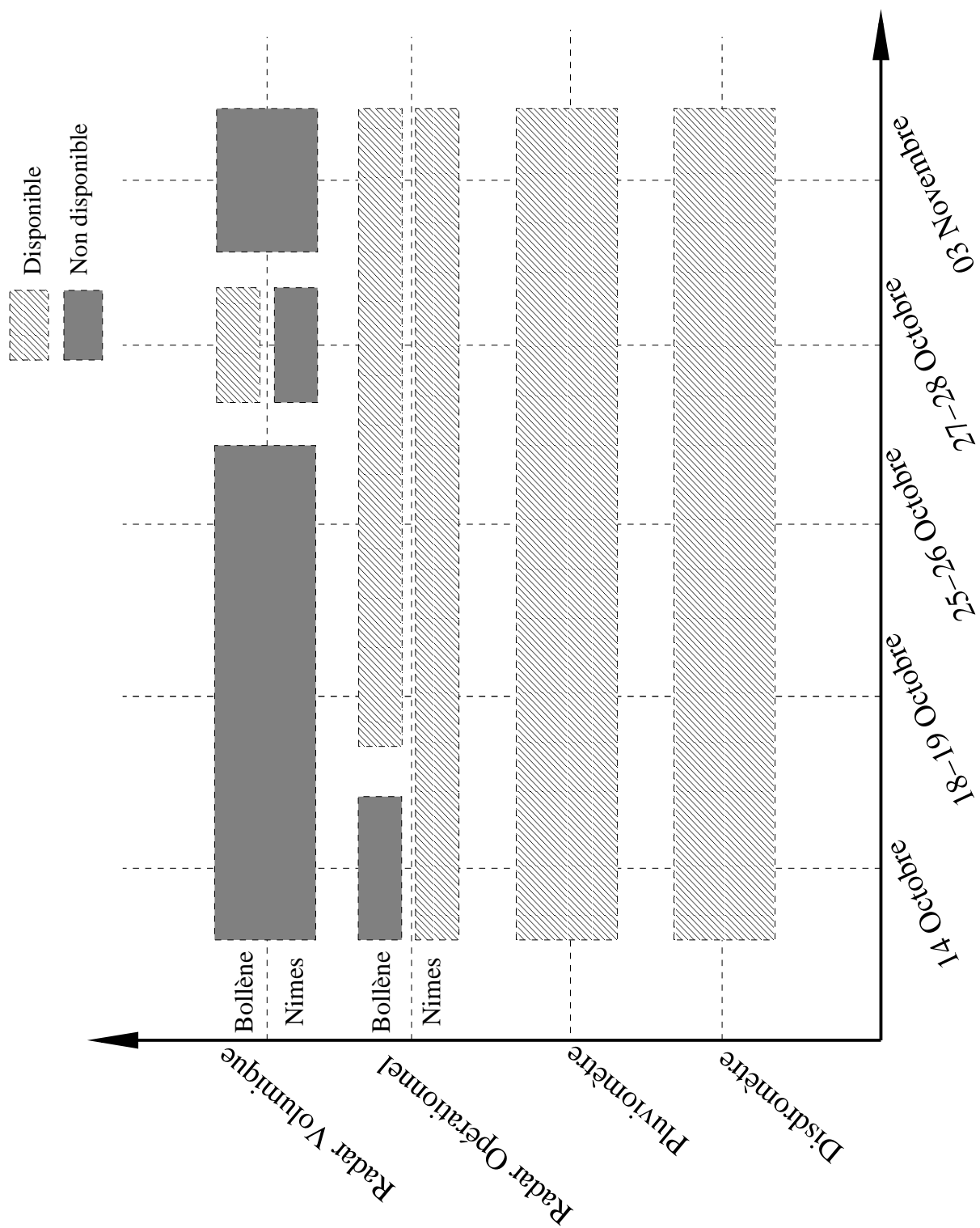


FIG. 7.9 – récapitulatif des données disponibles pour chacun des événements de l'automne 2004

Chapitre 8

Résultats de l'expérimentation granulométrique

Sommaire

8.1	Validation de la mesure disdrométrique	122
8.1.1	Validation à l'aide du pluviomètre	122
8.1.2	Validation à l'aide du radar	124
8.2	Sensibilité de la relation Z-R à son mode d'estimation	130
8.2.1	Estimation de la relation Z-R après calage d'un modèle N(D,R)	130
8.2.2	Relation Z-R par estimation directe à partir des spectres	136
8.2.3	Test d'auto-consistance des traitements granulométriques.	140
8.3	Analyse de la variabilité inter-événementielle de la granulométrie.	144
8.3.1	Variabilité inter-événementielle.	144
8.4	Variabilité intra-événementielle.	148
8.4.1	Descriptif de l'événement.	148
8.4.2	Analyse des moments de la DSD	149
8.4.3	Comparaison structure verticale du nuage/hyétogramme.	155
8.4.4	Application de l'algorithme ASV	158
8.4.5	Rapprochement granulométrie/mesure du radar de Bollène	159
8.5	Conclusion	161

Ce chapitre présente les résultats de l'expérimentation granulométrique Alès 2004, en cherchant à répondre aux différentes problématiques posées dans l'introduction du chapitre 7.

Nous exposerons d'abord une validation de la mesure granulométrique en mettant en regard des mesures d'intensité de pluie et de réflectivité radar. Puis nous évaluerons les caractéristiques granulométriques à différents pas de temps. Enfin nous ferons une étude de cas sur le 27-28 octobre 2004, pour lequel nous possédons la base de données la plus complète nous permettant de faire le lien avec les résultats de séparation par types de pluies réalisés par l'algorithme ASV (chapitre 5).

8.1 Validation de la mesure disdrométrique

A l'aide des deux capteurs que sont le pluviomètre et le radar météorologique nous allons tester la cohérence globale des relevés granulométriques réalisés par le Parsivel.

8.1.1 Validation à l'aide du pluviomètre

Le service de la DDE 30 a tenu à notre disposition une mesure pluviométrique à pas de temps fin (05 minutes) qui va nous permettre de vérifier la pertinence de nos relevés granulométriques. Nous présentons figure 8.1 chacun des cinq événements mesurés à Alès la superposition des hyétogrammes et des courbes de cumuls de pluie pour les deux types de mesures.

Le tableau 8.1 fait la comparaison des différents cumuls de pluie et indique l'erreur relative des cumuls événementiels du disdromètre avec les cumuls pluviométriques, la corrélation des deux types de chroniques et le biais des deux chroniques au pas de temps de 05 minutes.

Date	Cumul PARSIVEL (mm)	Cumul DDE 30 (mm)	erreur relative %
14/10/2004	42.5	33	+28
18/10/2004	71.5	73.5	-2.7
25/10/2004	35.8	38	-5.7
27/10/2004	100.7	110	-9.1
03/11/2004	28.3	25.5	+11

TAB. 8.1 – Comparatif des cumuls événementiels du disdromètre et des cumuls de la DDE30.

Interprétation :

Sur les 5 événements, seul celui mesuré le 14 octobre présente une différence des deux mesures conséquente (+28%), alors que pour les autres événements, les écarts restent inférieur ou de l'ordre de 10%.

Les effets de non-colocalisation des deux appareils ne sont très certainement pas négligeables. Le biais inférieur ou de l'ordre de 10% sur la mesure du cumul est cependant acceptable. Le Parsivel n'est pas un appareil à symétrie de révolution contrairement au pluviomètre. L'orientation de la chute des gouttes au niveau du capteur peut être également à l'origine de certains écarts de mesure.

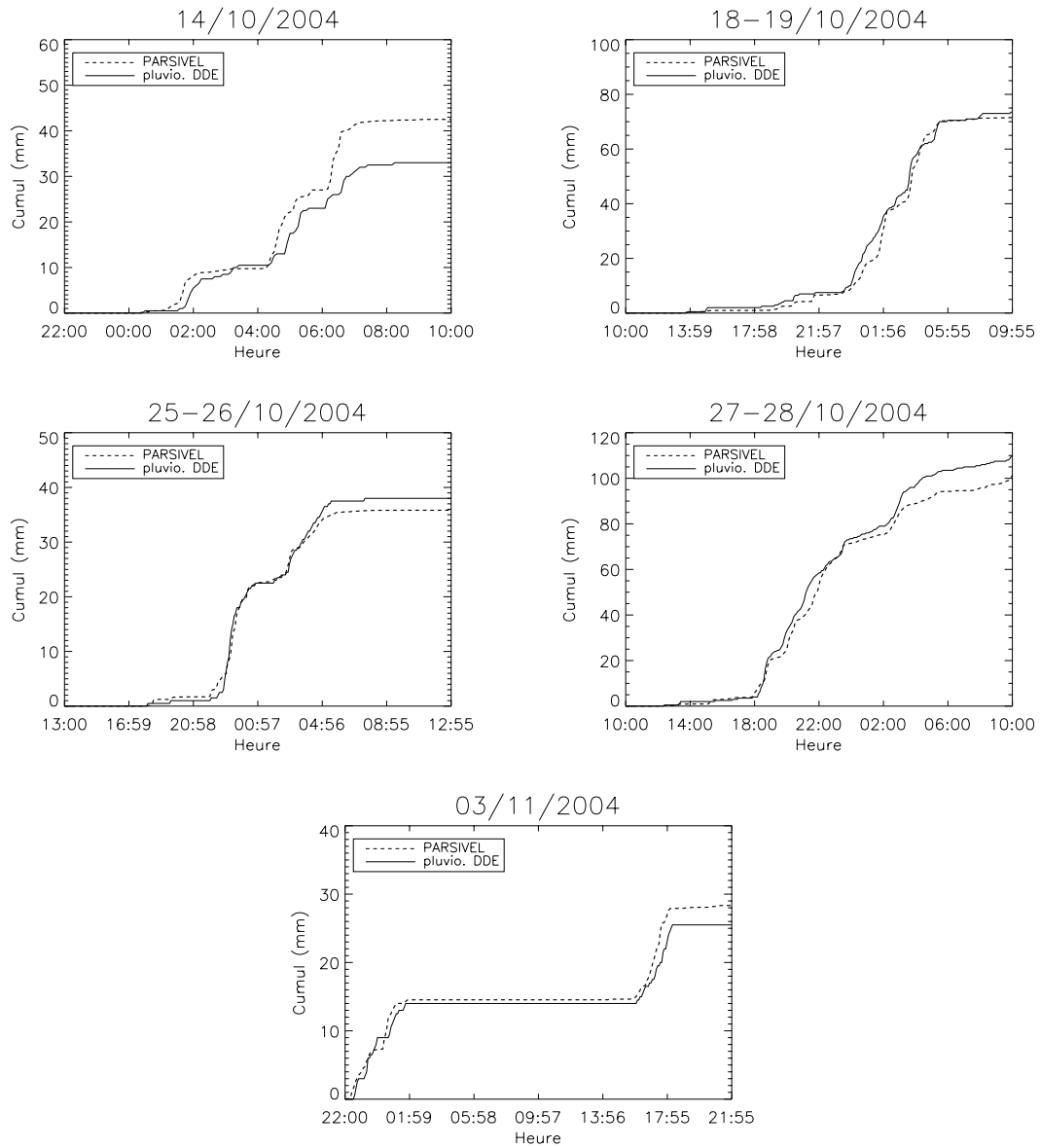


FIG. 8.1 – Comparaison de la mesure du disdromètre PARSIVEL avec les mesures pluviométriques de la DDE30 pour les 5 évènements de la base de données 2004.

8.1.2 Validation à l'aide du radar

Nous pouvons comparer également la mesure de la réflectivité du disdromètre déduite de la théorie de Rayleigh qui lie la réflectivité avec le moment d'ordre 6 de la granulométrie (Equation 2.18) avec les mesures des radars de Nîmes et Bollène pour l'angle de site le plus bas. L'utilisation de ce modèle de diffusion dans le cas de radar bande S ($\lambda > 10\text{cm}$) est justifiée. Pour harmoniser les pas de temps de mesure nous travaillons avec des données disdrométriques à 5 minutes, bien que ceci ne soit sans doute pas suffisant pour harmoniser les mesures des deux capteurs aux caractéristiques d'échantillonnage spatial très différents.

Les graphiques des figures 8.2 et 8.3 et le tableau 8.2 proposent la comparaison radar/disdromètre en terme de réflectivité.

Interprétation :

Les comparaisons radar/disdromètre sont assez décevantes, particulièrement pour le radar de Nîmes. Une partie des problèmes tient au seuil de détection des radars (12 dBZ), mais on note également des décalages temporels et des détections incohérentes des trois capteurs. Seules certaines parties d'épisodes présentent des mesures cohérentes : pour Nîmes, le 26/10/2004 de 00h00 à 09h00(TU), pour Bollène, les 18-19/10 de 22h00 à 02h00(TU), les 25-26/10 de 21h00 à 09h00(TU), les 27-28/10 avant 05h00(TU).

Ces différences entre données radars et disdrométriques peuvent avoir plusieurs causes. L'une d'entre elle est celle due aux effets de masque. La figure 8.4 montre ces effets sur les faisceaux des deux radars (pourcentage de puissance interceptée) calculée par le logiciel VISHYDRO (Pel-larin, 2001). Nous voyons que le radar de Nîmes est fortement masqué au dessus d'Alès avec 40% du faisceau intercepté contrairement au radar de Bollène qui n'a qu'un taux d'interception de quelques pourcents au dessus d'Alès. Les données du radar de Bollène ont une corrélation avec le disdromètre moyenne, ce qui crédibilise les mesures. Nous présentons également dans le tableau le biais de réflectivité en dBZ ($\overline{\delta dBZ(t)} = \overline{dBZ_{disdromtre}(t) - dBZ_{radar}(t)}$).

Date	Coeff. corrél. Nîmes	Coeff. corrél. Bollène	rapport moy. dBZ Nîmes	rapport moy. dBZ Bollène
14/10/2004	0.07	absence de mesure	1.09 dBZ	
18/10/2004	-0.35	0.27	-7.9 dBZ	3.8 dBZ
25/10/2004	0.47	0.36	4.66 dBZ	10.84 dBZ
27/10/2004	0.13	0.54 (0.71 pour DYN1)	-11.03 dBZ	5.77 dBZ (4.88 pour DYN1)
03/11/2004	0.11	0.51	-5.29 dBZ	9.89 dBZ

TAB. 8.2 – Valeur du coefficient de corrélation ainsi que le biais de réflectivité en dBZ entre la donnée de réflectivité disdrométrique et les mesures des deux radars de Météo France situés à Nîmes et Bollène.

Les résultats médiocres de corrélation entre le disdromètre et le radar de Nîmes nous incitent à écarter dorénavant les données de ce radar et à ne garder que celles provenant du radar de Bollène.

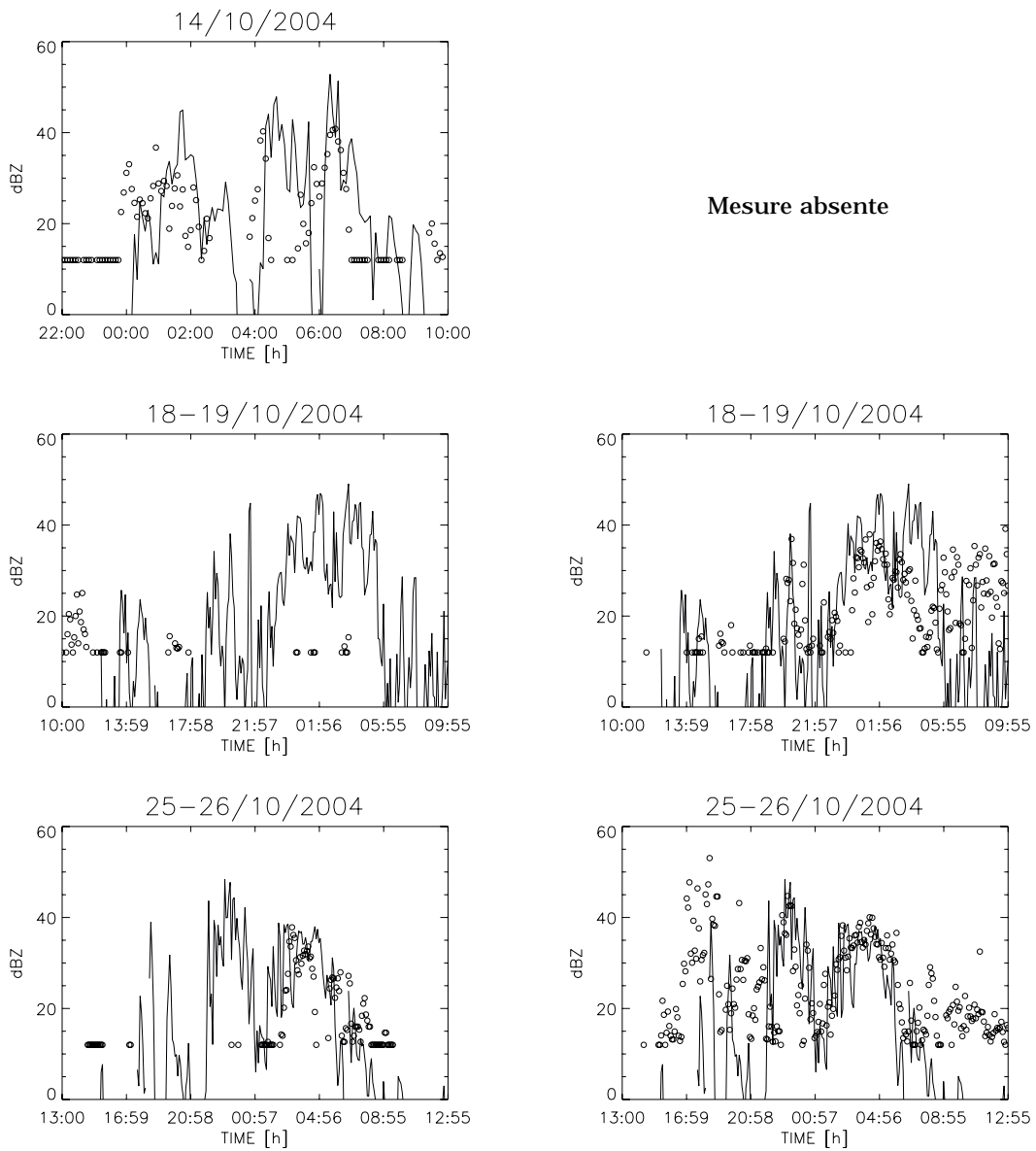


FIG. 8.2 – Comparaison de la réflectivité déduite de la mesure disdrométrique suivant l’hypothèse de Rayleigh, trait continue noir, avec la réflectivité issue de la mesure radar de Nîmes(gauche) et Bollène (droite), cercles noirs.

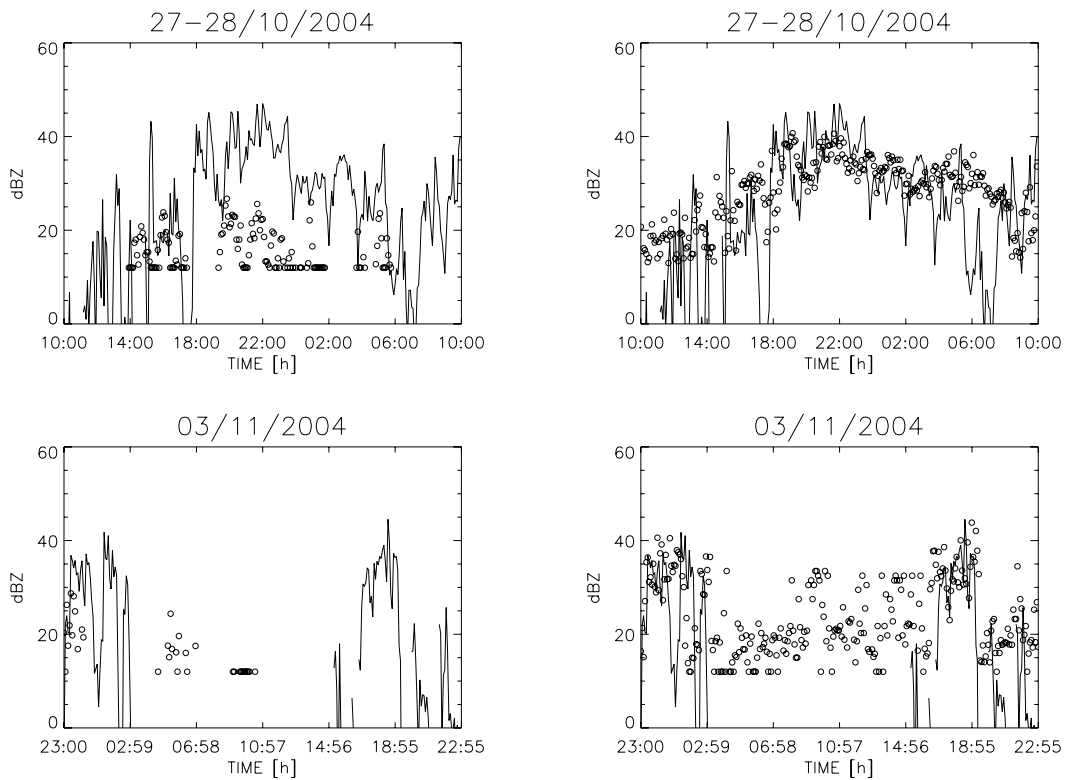


FIG. 8.3 – Comparaison de la réflectivité déduite de la mesure disdrométrique suivant l'hypothèse de Rayleigh, trait continu noir, avec la réflectivité issue de la mesure radar de Nîmes(gauche.) et Bollène (droite), cercles noirs.

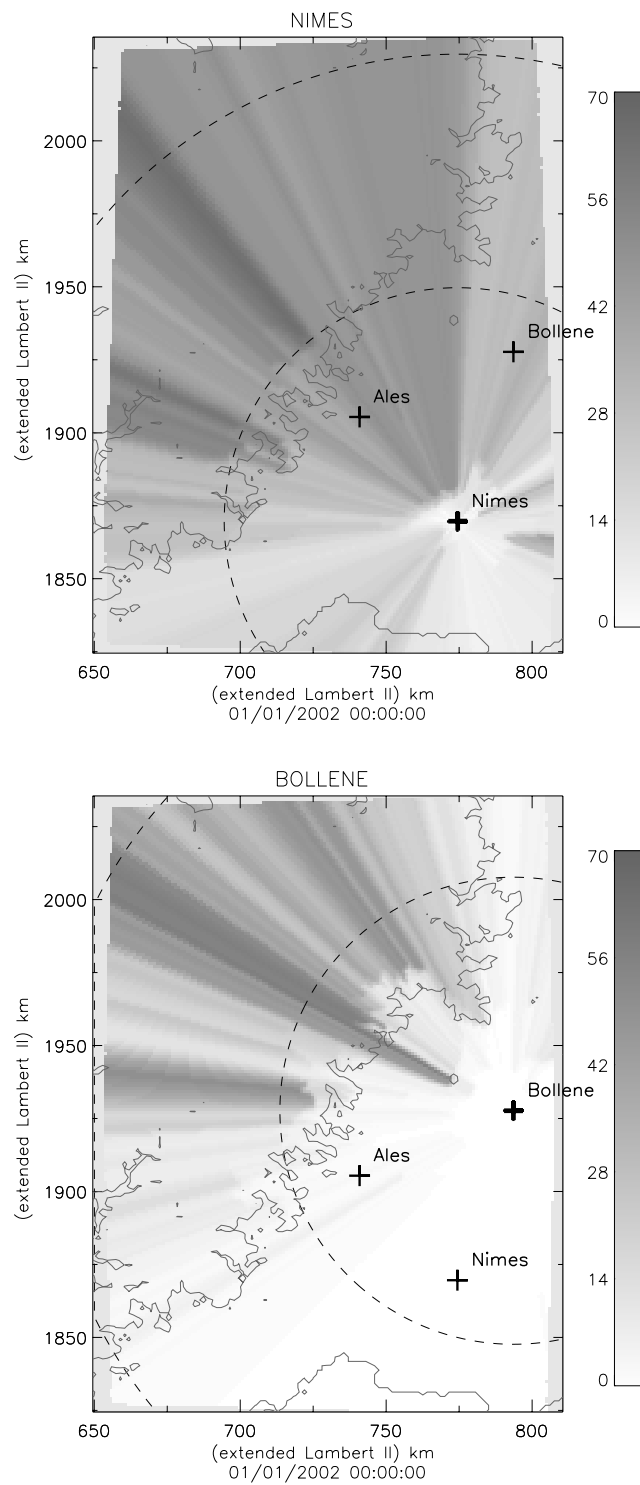


FIG. 8.4 – Pourcentage d’interception de l’énergie du faisceau radar sur la région Cévennes-Vivarais due aux effets de masques (calcul par VISHYDRO, Pellarin 2001). En haut le radar de Nîmes, en bas le radar de Bollène.

La cohérence entre la donnée radar opérationnelle et disdrométrique est relativement bonne pour le seul cas du radar de Bollène et de l'évènement des 27-28/10/2004. Nous avons pu appliquer la chaîne de traitement DYN1 aux données volumétriques pour ce seul évènement. Nous rappelons que DYN1 propose une correction dynamique d'échos fixes et des effets de masques et une correction du PVR par le PVR apparent moyen global calculé à chaque pas de temps dans le voisinage du radar.

Nous avons superposé à la chronique des réflectivités issues du disdromètre et aux réflectivités opérationnelles, les données radar traitées au dessus d'Alès par DYN1 (figure 8.5). Nous voyons que celles-ci sont beaucoup plus proches de la réflectivité issue des mesures disdrométriques. Le coefficient de corrélation entre cette chronique et la réflectivité estimée par le disdromètre passe de 0.54 à 0.71 et le bias moyen de 5.8 dBZ à 4.9 dBZ 8.2.

Il faut noter que nous avons réajusté les données radars en les relevant de 6dBZ. Celles-ci étaient fortement sous-estimées comme nous pouvons le voir sur le graphique 4.2 du chapitre 4 représentant le critère de stabilité de la mesure.

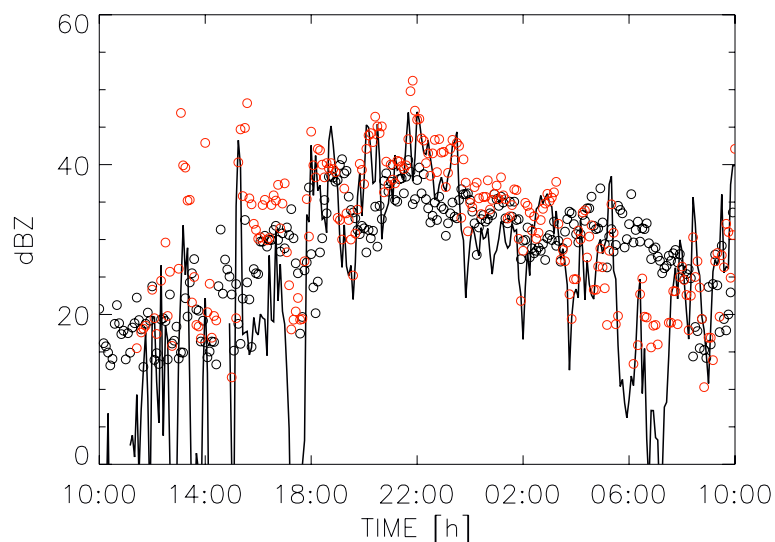


FIG. 8.5 – Superposition de la chronique de la réflectivité calculée à partir des spectres de gouttes d'après la théorie de Rayleigh en trait continu noir avec la mesure opérationnelle du radar de Bollène en cercles noirs et la mesure traitée par correction du PVR en cercles rouges.

Interprétation :

La correction de la mesure du radar par la méthode DYN1 améliore très sensiblement l'estimation de la réflectivité au sol, notamment pour les phases intenses entre 18h et 00h. Nous voyons cependant certaines périodes où la réflectivité est surestimée. Ceci est peut-être lié à une mauvaise représentativité du PVR servant à la correction avec la structure du nuage durant ces périodes (14h-18h et 00h-02h). Nous nous trouvons proche des limites de la méthode de correction du PVR dans les zones de transition. Ceci est d'autant plus vrai que nous considérons ici un PVR global, représentant sans distinction, toute la zone pluvieuse.

Nous cherchons avant toute chose, à l'aide des relevés au sol, à déterminer la bonne transformation réflectivité-pluie au niveau de la mesure du radar. Or comme nous le voyons sur la figure 8.5, il y a toujours un écart équivalent à quelques dBZ entre le Parsivel et le radar. Nous verrons à la fin de ce chapitre que cet écart joue un rôle essentiel pour la reconstitution des lames d'eau.

8.2 Sensibilité de la relation Z-R à son mode d'estimation

L'estimation de la loi Z-R peut être réalisée à partir de différentes méthodes présentées dans le chapitre 3. Nous allons mettre en œuvre ces deux voies de calcul et apprécier leur impact sur la relation Z-R. Pour cela un test d'auto-consistance des relations Z-R issues des données disdrométriques sera proposé dans la section suivante.

Nous allons comparer les deux méthodes consistant :

- à caler le modèle granulométrique préalablement à l'établissement de la relation Z-R.
- à caler la relation Z-R directement sur les mesures issues des spectres individuels par une régression LOG-LOG ou non linéaire du type Newton-Raphson.

Nous ferons cette étude en considérant l'ensemble des données des cinq événements disponibles. Les deux méthodes vont être utilisées en jouant sur deux paramètres. Premièrement le seuil de troncature sur l'intensité de pluie délimitant les spectres de gouttes prendra les valeurs 0.1, 0.5, 1 et 5 mm.h⁻¹. Deuxièmement nous ferons varier le pas de temps d'intégration des données de la distribution des diamètres. Celles-ci seront intégrées sur 1, 2, 5 et 10 minutes. Nous évaluerons également l'impact du modèle de diffusion (Mie et Rayleigh).

8.2.1 Estimation de la relation Z-R après calage d'un modèle N(D,R)

Nous avons calé la loi d'échelle à un moment décrite dans la section 3.3.3, sur l'ensemble des données de 2004 pour les 16 combinaisons de paramètres. Le calage des deux paramètres α et β décrit dans la section 3.3.5 est fait ici en estimant les paramètres de l'équation 3.28 sur la gamme de moment entre l'ordre 3 et l'ordre 5 en prenant les ordres 3.5 4.5 en compte.

Les figures 8.6 montrent que l'on peut estimer une loi linéaire dans ce domaine, conformément aux résultats de Uijlenhoet (1999).

Les moments d'ordre de 1 à 3 sont plus influencés par les petits diamètres que les moments d'ordres supérieurs. Or c'est souvent dans ces classes de diamètres que l'on retrouve beaucoup de variabilité (figure 8.7).

Les fonction $g(x)$ sont estimées ensuite en suivant la démarche décrite dans la section 3.3.6 pour le calage des fonctions exponentielle et gamma. La qualité de l'ajustement de ces fonctions peut-être appréciée sur les figures 8.7 pour chacun des 16 combinaisons de paramètres.

Interprétation :

Les fonctions $g(x)$ expérimentales représentées sur les figures 8.7 montrent plusieurs types de variabilités :

- La fonction $g(x)$ est variable en fonction du diamètre mis à l'échelle $x = \frac{D}{R^\beta}$. Pour des valeurs de x tendant vers 0 ou pour des valeurs supérieures à 1.5 mm^{1- β} .h ^{β} nous avons une dispersion des fonctions forte. Ceci semble dû à des DSD de formes différentes. Il existe des DSD d'allure fortement gamma avec des diamètres mis à l'échelle maximum aux alentours de 2 mm^{1- β} .h ^{β} . Nous voyons également des DSD dont la tendance gamma est moins marquée, courbure plus faible avec des diamètres mis à l'échelle maximum équivalent à 3

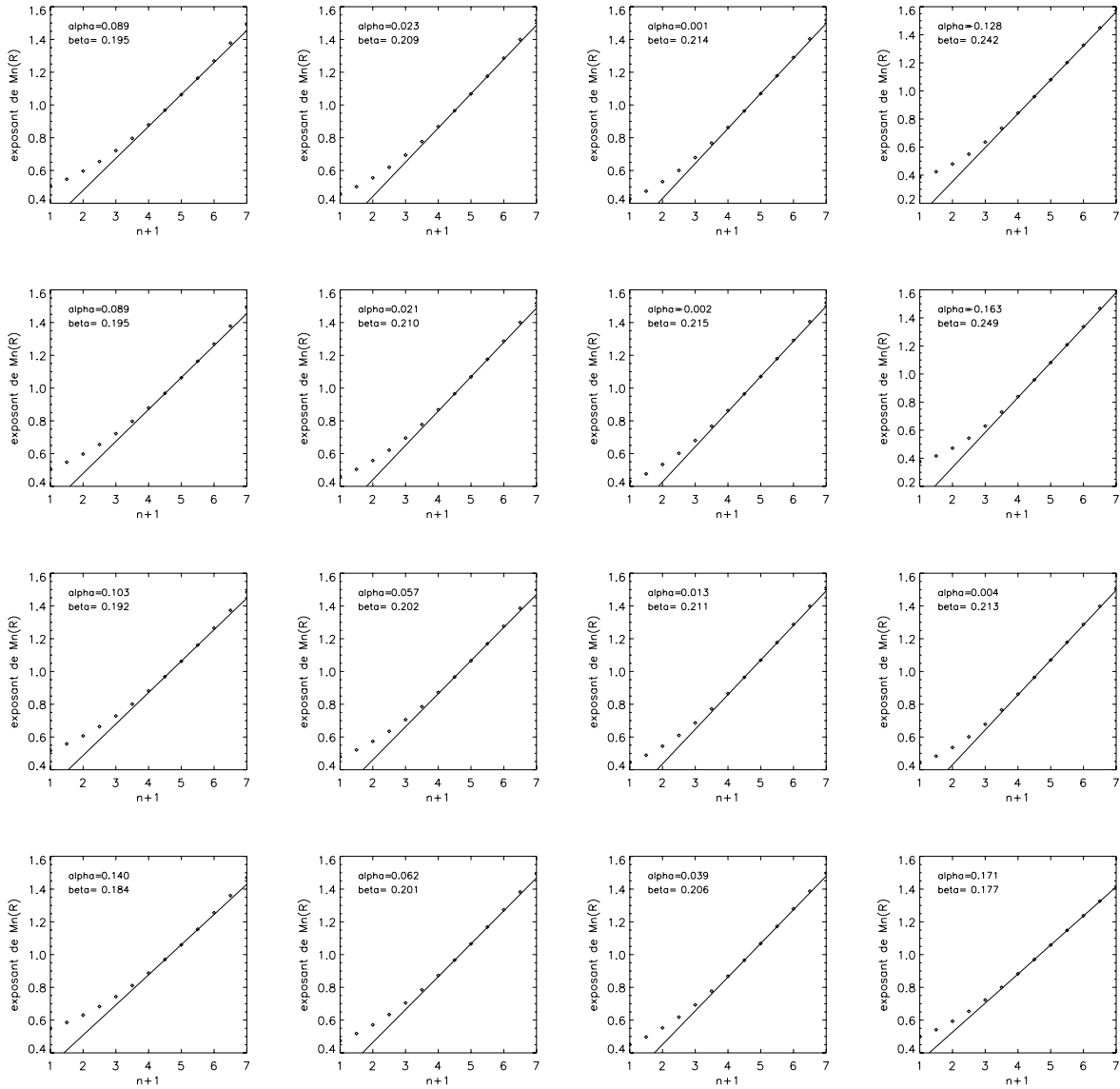


FIG. 8.6 – Evolution des exposants ϕ_n de l'équation 3.28 en fonction de l'ordre $n+1$ et calage des paramètres α et β pour chacun domaine. De gauche à droite augmentation du seuil de troncature des intensités de 0.1, 0.5, 1 à 5 mm.h^{-1} , et de haut en bas évolution du pas de temps d'intégration de 1, 2, 5 à 10 minutes.

$$\text{mm}^{1-\beta} \cdot \text{h}^\beta.$$

Ces deux types de granulométrie ont un domaine commun vers $x = \frac{D}{R^\beta} = 1.4 \text{ mm}^{1-\beta} \cdot \text{h}^\beta$ ou la dispersion est très réduite. Les deux modèles de fonction calés sur ces données se croisent également aux alentours de $x = 1.4 \text{ mm}^{1-\beta} \cdot \text{h}^\beta$

- Plus le pas d'intégration dans le temps est grand, plus nous voyons disparaître les petits spectres de la fonction $g(x)$.

La séparation entre les différentes formes de la fonction sont plus visibles, démontrant qu'il s'agit bien de structures stables dans le temps.

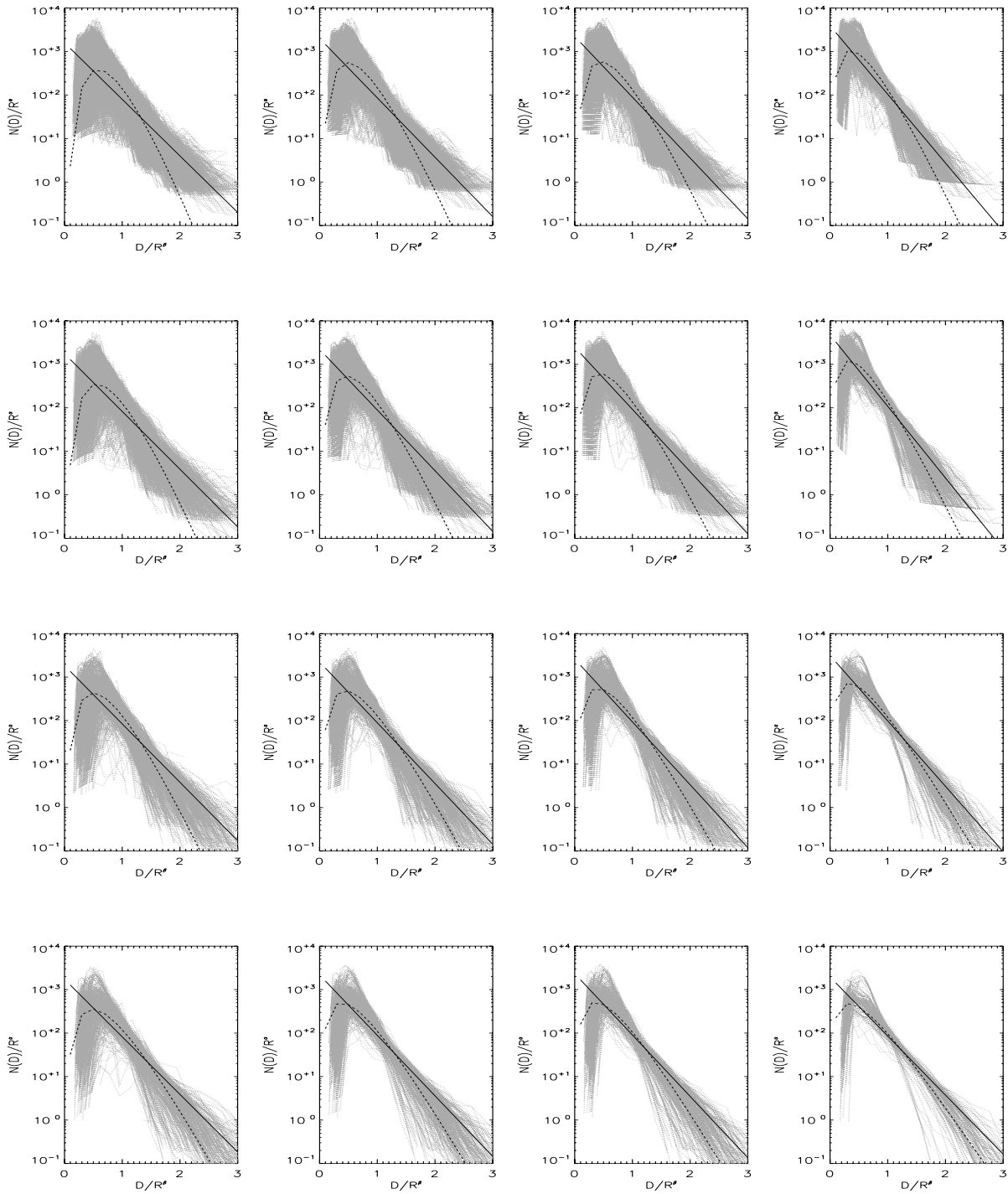


FIG. 8.7 – Evolution des fonction $g(x)$ suivant le domaine d'étude, de gauche à droite augmentation du seuil de troncature des intensités de 0.1, 0.5, 1 à 5 mm.h^{-1} , et de haut en bas évolution du pas de temps d'intégration de 1, 2, 5 à 10 minutes.

- L'augmentation du seuil de troncature fait fortement diminuer la variabilité des fonctions $g(x)$. Nous voyons disparaître les faibles spectres (présent dans le bas du nuage. Cette diminution devient quasiment équivalente à celle faite lorsque l'on augmente le pas de temps d'intégration. Ceci montre qu'il y a une faible stabilité des fonctions granulométriques dans le temps pour les faibles taux de pluie.
- La forme des fonctions granulométriques $g(x)$ a une caractéristique constante qui est un pics aux alentours de $x=0.4$.

Dans les tableaux 8.3 et 8.4 nous récapitulons respectivement tous les résultats de calage de la DSD en fonction du domaine et de la forme de la fonction granulométrique choisie et les relations Z-R qui en découlent.

Domaine	α	β	K_{exp}	λ_{exp}	K_{gam}	λ_{gam}	μ_{gam}
S0.1-1min	0.089	0.195	1590	2.99	372777	7.93	5.0
S0.5-1min	0.023	0.209	2003	3.14	337369	7.84	4.06
S1.0-1min	0.001	0.214	2234	3.22	292251	7.64	3.47
S5.0-1min	-0.128	0.242	3940	3.63	219500	7.4	2.61
S0.1-2min	0.089	0.195	1755	3.06	282502	7.67	4.81
S0.5-2min	0.021	0.210	2213	3.21	229275	7.46	3.53
S1.0-2min	0.002	0.215	2490	3.30	181273	7.21	3.1
S5.0-2min	-0.163	0.249	4775	3.79	175610	7.15	2.35
S0.1-5min	0.103	0.192	1847	3.09	158014	7.12	3.81
S0.5-5min	0.057	0.202	2230	3.21	100155	6.71	2.95
S1.0-5min	0.013	0.211	2615	3.33	76801	6.47	2.55
S5.0-5min	0.004	0.213	3142	3.46	42790	5.87	1.92
S0.1-10min	0.140	0.184	1729	3.05	66198	6.41	3.1
S0.5-10min	0.062	0.201	2176	3.20	43663	5.97	2.28
S1.0-10min	0.039	0.206	2331	3.25	35001	5.80	2.09
S5.0-10min	0.171	0.177	1948	3.12	15159	5.05	1.61

TAB. 8.3 – Jeux de paramètres calés par la loi d'échelle à un moment en fonction du domaine d'étude et de la forme de la fonction $g(x)$ choisie .

Interprétation :

Les coefficients de calage de la DSD exponentielle augmentent avec le seuil de troncature. Cela signifie que la DSD associée tend à avoir une pente de plus en plus forte lorsque l'on élimine les faibles intensités de gouttes. Comme nous le montre la figure 8.7 plus le seuil augmente plus la famille de fonction $g(x)$ est compact et proche d'une forme bien définie (qui semblerait être plutôt Gamma). Les faibles intensités tendent à diminuer la pente des calages car les spectres qui les caractérisent sont petits et se situent sur le bas de la famille de courbes.

La figure 8.8 donne l'évolution des calages par classe de pas d'intégration. Nous retrouvons bien cette augmentation des pentes des calages exponentiels ou gamma, avec pour ce dernier un pic plus haut lorsque le seuil de troncature augmente. Nous voyons également sur la figure 8.9 que si le pas de temps d'intégration augmente, la distinction entre les courbes est moins évidente car les échantillons de point diminuent et se lissent.

Les calages exponentiels ne sont que très peu soumis à des variations lorsque l'on change de pas de temps d'intégration. La variabilité des relations Z-R qui en résulte est relativement faible dans le temps.

Au contraire les calages de fonctions gamma ont autant de variabilité dues aux seuils de troncature qu'aux pas de temps d'intégration.

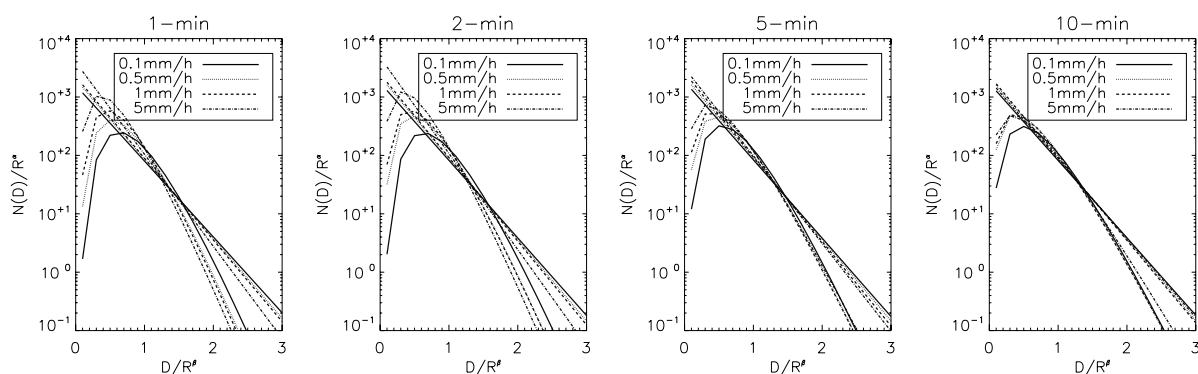


FIG. 8.8 – Les 4 graphiques représentent l'évolution des calages de fonction $g(x)$ en fonction du seuil de troncature pour chaque pas de temps d'intégration.

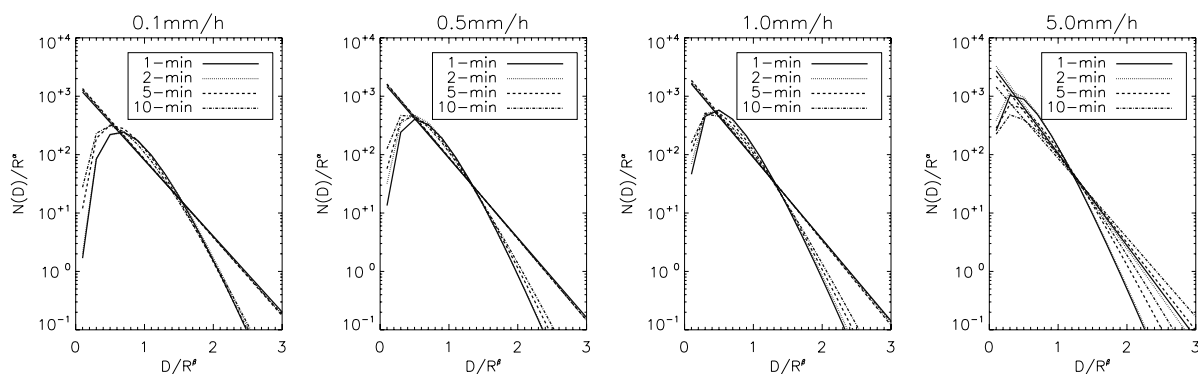


FIG. 8.9 – Les 4 graphiques représentent l'évolution des calages de fonctions $g(x)$ en fonction du seuil de troncature pour chaque pas de temps d'intégration.

Domaine	Rayleigh - exponentielle	Rayleigh - Gamma	Mie - exponentielle	Mie - Gamma
S0.1-1min	Z=536.R ^{1.45}	Z=240.R ^{1.45}	Z=540.R ^{1.42}	Z=242.R ^{1.41}
S0.5-1min	Z=479.R ^{1.49}	Z=181.R ^{1.49}	Z=488.R ^{1.45}	Z=183.R ^{1.45}
S1.0-1min	Z=448.R ^{1.50}	Z=175.R ^{1.50}	Z=455.R ^{1.46}	Z=177.R ^{1.46}
S5.0-1min	Z=342.R ^{1.57}	Z=147.R ^{1.57}	Z=350.R ^{1.53}	Z=149.R ^{1.53}
S0.1-2min	Z=502.R ^{1.45}	Z=252.R ^{1.45}	Z=507.R ^{1.42}	Z=253.R ^{1.41}
S0.5-2min	Z=454.R ^{1.49}	Z=180.R ^{1.49}	Z=460.R ^{1.45}	Z=181.R ^{1.45}
S1.0-2min	Z=421.R ^{1.51}	Z=178.R ^{1.51}	Z=427.R ^{1.47}	Z=179.R ^{1.47}
S5.0-2min	Z=306.R ^{1.58}	Z=155.R ^{1.58}	Z=314.R ^{1.54}	Z=155.R ^{1.55}
S0.1-5min	Z=494.R ^{1.45}	Z=224.R ^{1.45}	Z=498.R ^{1.41}	Z=223.R ^{1.41}
S0.5-5min	Z=457.R ^{1.47}	Z=193.R ^{1.47}	Z=462.R ^{1.44}	Z=192.R ^{1.44}
S1.0-5min	Z=414.R ^{1.49}	Z=184.R ^{1.49}	Z=421.R ^{1.46}	Z=182.R ^{1.46}
S5.0-5min	Z=381.R ^{1.49}	Z=202.R ^{1.50}	Z=387.R ^{1.46}	Z=197.R ^{1.47}
S0.1-10min	Z=507.R ^{1.43}	Z=213.R ^{1.43}	Z=510.R ^{1.40}	Z=211.R ^{1.39}
S0.5-10min	Z=456.R ^{1.47}	Z=203.R ^{1.47}	Z=461.R ^{1.44}	Z=199.R ^{1.44}
S1.0-10min	Z=438.R ^{1.48}	Z=197.R ^{1.48}	Z=444.R ^{1.45}	Z=190.R ^{1.46}
S5.0-10min	Z=487.R ^{1.41}	Z=235.R ^{1.41}	Z=489.R ^{1.38}	Z=378.R ^{1.50}

TAB. 8.4 – Valeurs des relations Z-R issues de la reconstitution suivant les deux modèles de diffusion (Rayleigh et Mie) à partir des DSD analytiques calées sur les différents jeux de paramètres et les deux formes de fonction $g(x)$ choisies (cf. tableau 8.3). Les modèles sont utilisés sous l'hypothèse d'une température de 15°C et pour une longueur d'onde de 11 cm (Bande S, longueur d'onde du radar de Bollène)

Les résultats de relations Z-R, présentés dans le tableau 8.4 montrent que les modèles de diffusion sont quasiment équivalents quelque soit la forme de la fonction $g(x)$ (colonne 1 et 3 ou colonne 2 et 4 du tableau 8.4). L'approximation de Rayleigh est donc vérifiée.

Les deux modèles étant équivalents nous n'utiliserons à présent que le modèle de Rayleigh pour la reconstitution des relations Z-R.

Nous ne distinguons pas de réelle stabilisation des différents calages en fonction des jeux de paramètres. Nous voyons cependant à l'aide des représentations des fonctions $g(x)$ que nous devons nous affranchir des faibles intensités de pluie. Celles-ci n'ont qu'un poids très faible sur les cumuls de pluie que nous étudions. De plus, mettant en jeu de petits diamètres, elles ont également un rôle peu important dans les calculs de réflectivité. Par contre elles amènent un bruit significatif dans les spectres de gouttes faussant les calages de DSD et influencent également fortement les relations Z-R qui en découlent. Dans le paragraphe suivant nous allons étudier la méthode d'estimation directe de la relation Z-R à partir des spectres individuels.

8.2.2 Relation Z-R par estimation directe à partir des spectres

Comme nous l'avons présenté dans le chapitre 3, pour chaque spectre, nous pouvons estimer l'intensité pluvieuse et la réflectivité associées. Nous considérons le modèle de diffusion de Rayleigh.

Comme précédemment nous allons tester l'influence d'un seuil de troncature sur les intensités de pluie. De plus nous utiliserons deux méthodes de régression : une régression linéaire sur les logarithmes de R et Z et une régression non linéaire suivant la méthode de Newton-Raphson. Ces régressions se feront de Z vers R et de R vers Z. Les figures suivantes présentent les résultats pour des seuils de troncature à 0.1, 0.5, 1 et 5mm.h⁻¹, et les pas de temps d'intégration de 1, 2, 5 et 10 minutes.

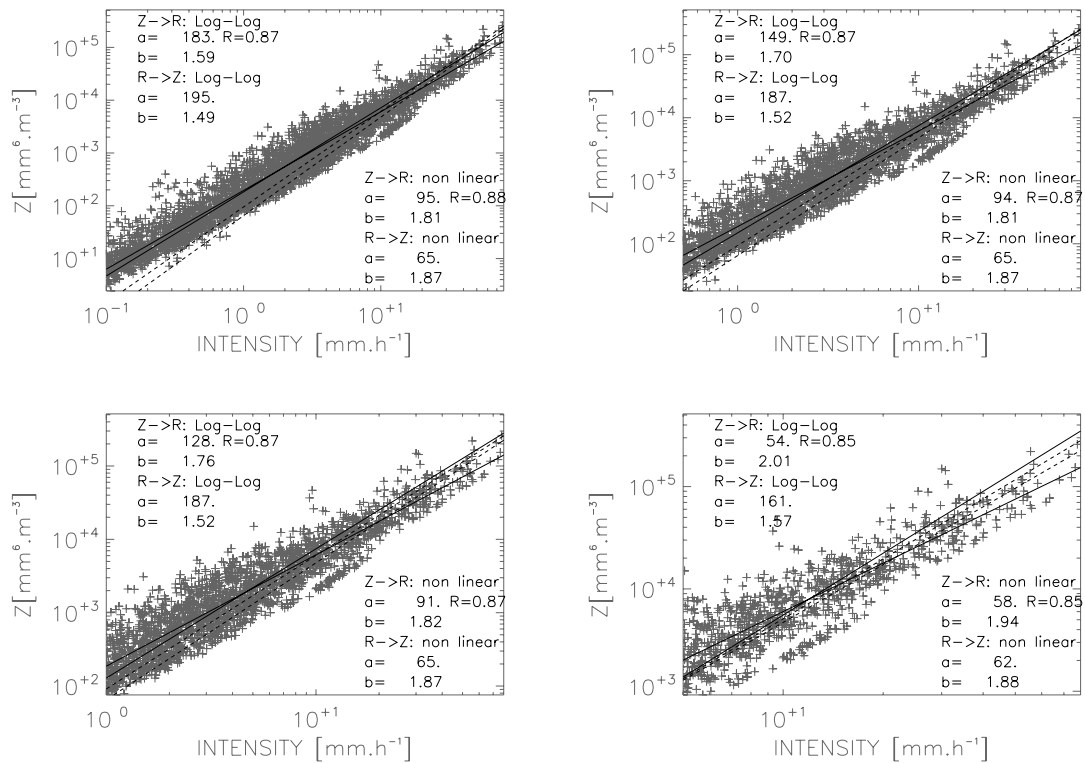


FIG. 8.10 – Relations Z-R issues des mesures disdrométriques sur 1 minute

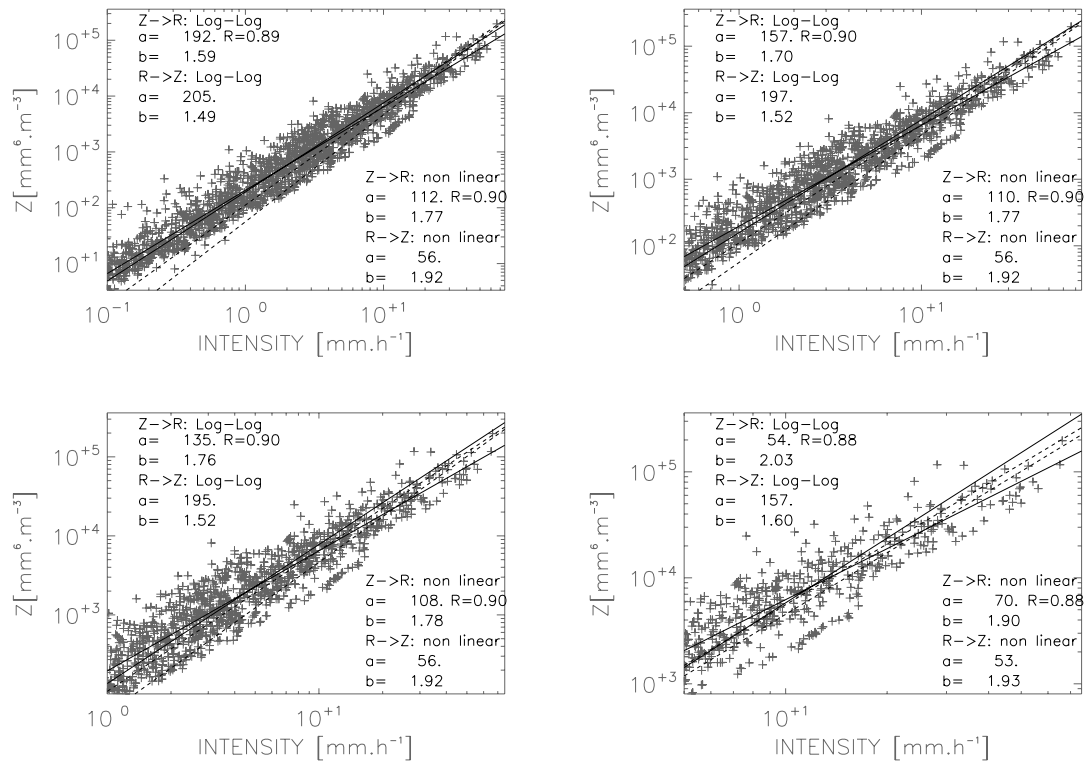


FIG. 8.11 – Relations Z-R issues des mesures disdrométriques sur 2 minutes

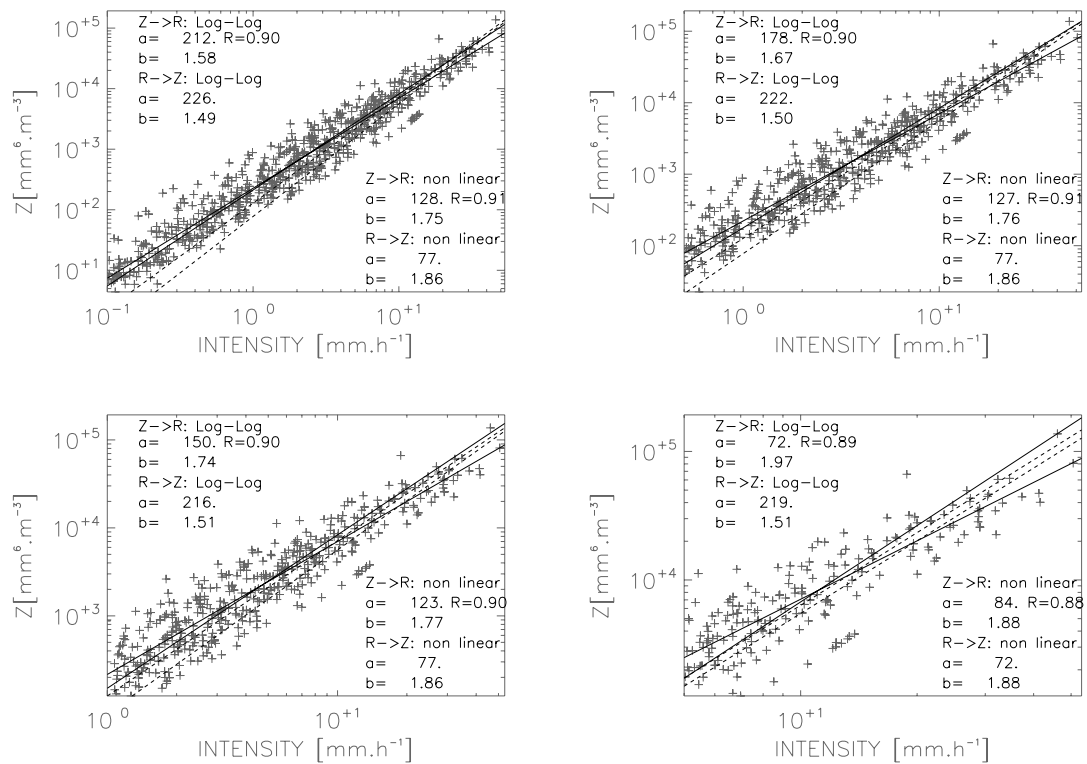


FIG. 8.12 – Relations Z-R issues des mesures disdrométriques sur 5 minutes

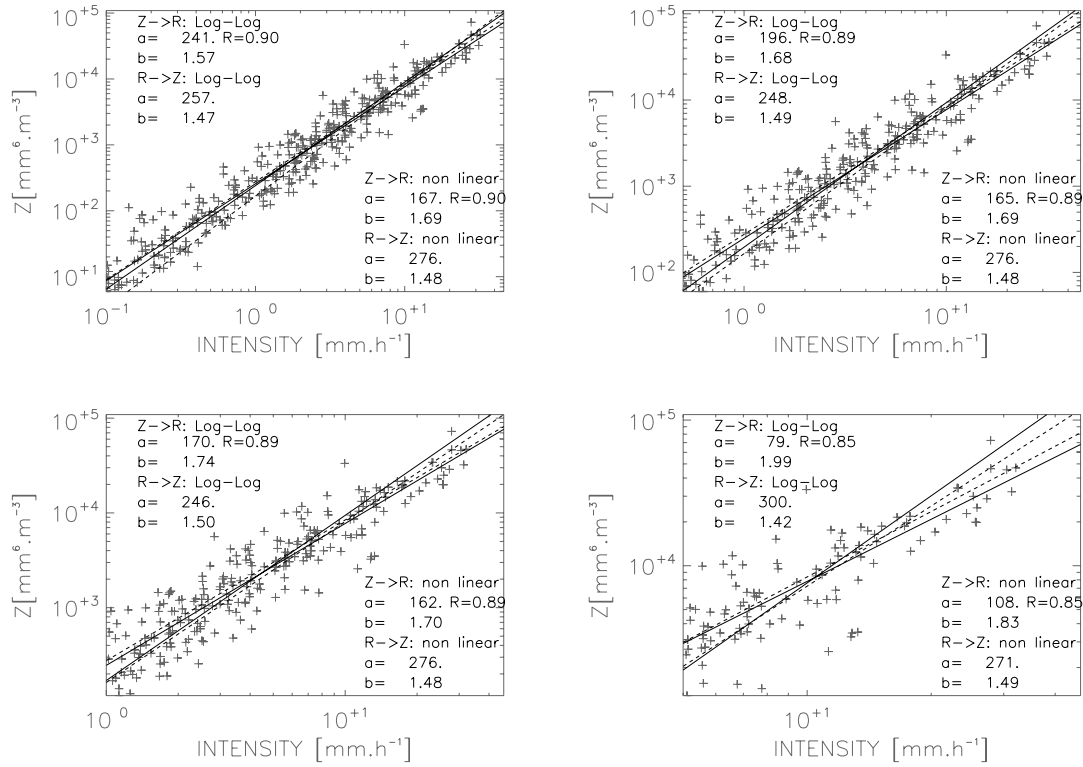


FIG. 8.13 – Relations Z-R issues des mesures disdrométriques sur 10 minutes

Interprétations

Il est très intéressant de constater que l'intégration dans le temps entre 1 et 10 minutes ne réduit pas la dispersion du nuage (quasi-constance de la corrélation pour un seuil sur R donné). Ce résultat, contraire à ceux obtenus par Lee et al. (2003) à l'aide de la méthode SIFT, tend à montrer une forte organisation temporelle de la DSD. Cette variabilité traduit des changements de comportement de la pluie qu'un calage unique ne pourra pas représenter.

En ce qui concerne le seuil de troncature sur l'intensité de pluie, nous voyons que celui-ci est très influent sur les régressions LOG-LOG. Ce phénomène est analytique car en atténuant le poids des fortes valeurs par l'utilisation du logarithme nous augmentons l'influence des spectres à faibles taux de pluies. Les relations Z-R qui proviennent de ces calculs sont alors dépendantes du seuil de troncature.

Nous pouvons voir également que l'intégration dans le temps ne fait que très peu varier les coefficients b pour une régression donnée : pour la régression de Z sur R, b prend les valeurs 1.59, 1.59, 1.58, 1.57 lorsque l'on intègre dans le temps et que le seuil de troncature est fixe à 0.1mm.h⁻¹. Le coefficient a, quant à lui, augmente avec le pas de temps d'intégration. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'intégration dans le temps de l'intensité de pluie n'est pas linéaire avec l'intégration de la réflectivité. Il y a un décalage du nuage vers le haut du fait de la non linéarité de la relation Z-R. Ceci est également vrai pour les seuils 0.5mm.h⁻¹ et 1mm.h⁻¹. Pour le seuil 5mm.h⁻¹, cette stabilité est moins évidente. Ceci peut provenir du fait que l'effectif de points

devient petit.

La régression non linéaire est moins sujette aux variations de seuil de troncature, ce qui est un point positif.

Dans la section suivante nous allons tenter de discriminer les différentes approches de calcul de la relation Z-R présentées dans les deux sections précédentes grâce à un test d'auto-consistance.

8.2.3 Test d'auto-consistance des traitements granulométriques.

A l'issue des deux sections précédentes, nous sommes en possession d'un grand nombre de relations Z-R établies à partir d'un même jeu de données. Chacune d'elles permet un traitement réflectivité/intensité de pluie dont il importe d'apprécier la pertinence.

Chronique de référence

Chaque spectre de goutte mesuré par le disdromètre nous permet d'obtenir une valeur d'intensité de pluie et de réflectivité suivant les équations 3.10 et 2.18. La chronique de réflectivité issue des spectres sera la donnée d'entrée à nos reconstitutions de pluie, en utilisant les relations Z-R estimées précédemment. Nous considérerons que la série des intensités de pluie issue du disdromètre constitue notre série de référence et nous évaluerons différents critères (biais, corrélation, nash) pour discriminer les relations Z-R.

Nous voyons sur la figure 8.14 la chronique de pluie de référence mesurée par le parsivel.

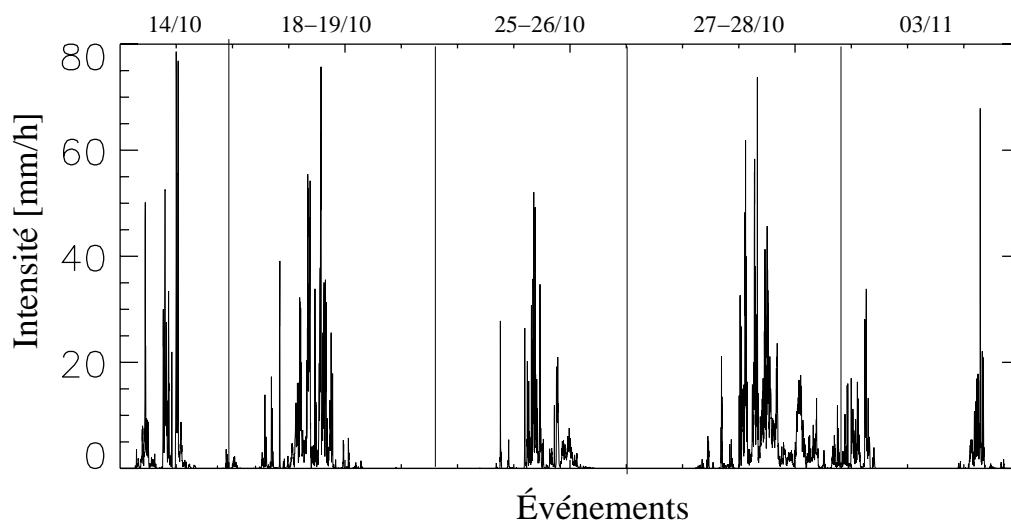


FIG. 8.14 – Chroniques des intensités pluvieuses au pas de temps de 1 minute, en mm.h^{-1} sur l'automne 2004 mesurées à Alès par le Parsivel.

Simulations et résultats

Rappelons les relations qui seront testées ici :

- toutes les relations issues du modèle de diffusion de Rayleigh présentées dans le tableau 8.4 (colonne 1 et 2), balayant l'ensemble des seuils de troncature testés et les pas de temps d'intégration pour chacun des deux types de fonctions granulométriques (exponentielle et gamma).
- toutes les relations issues de calages directs par régression linéaire sur les logarithmes et non linéaire.

Les figures suivantes représentent graphiquement les résultats de reconstitution de la lame d'eau. La figure 8.15 donne la valeur du cumul total estimé par chacune des reconstitutions. En trait noir horizontal continu nous présentons le cumul estimé par le disdromètre de 279 mm. La figure 8.16 donne les coefficients de Nash calculés pour chacune des reconstitutions sur l'ensemble de la chronique. La figure 8.17 donne les coefficients de corrélation pour chaque reconstitution sur l'ensemble de la chronique de pluie.

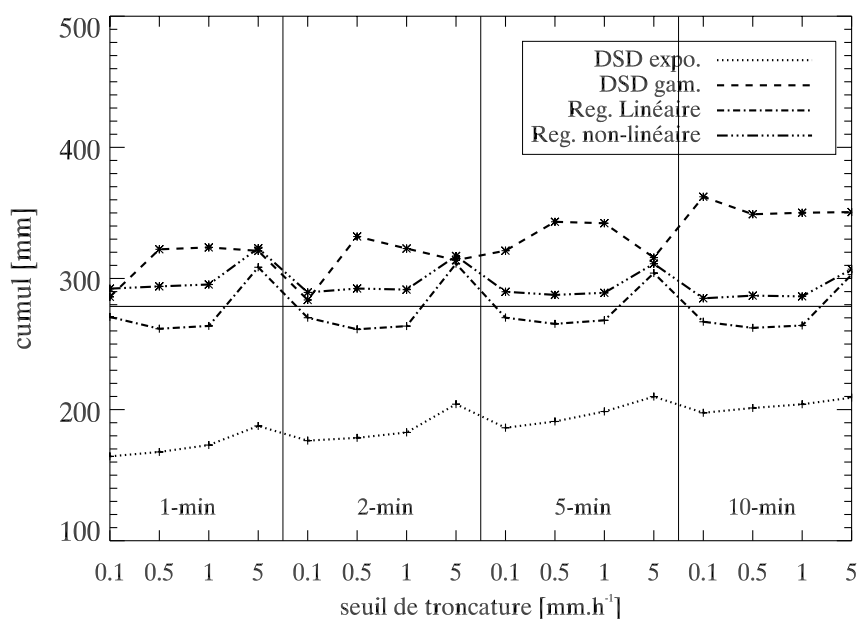


FIG. 8.15 – Résultats de reconstitution de la lame d'eau de référence par les relations Z-R estimées à partir d'un modèle granulométrique ou par régression sur le nuage de points.

Interprétation :

Les résultats sur les estimations à l'aide du modèle exponentiel confirment les suggestions précédentes, sur la non-adéquation d'une granulométrie de forme exponentielle avec la granulométrie réelle. Nous voyons sur les résultats de cumuls de pluie et de coefficients de Nash, que les relations issues d'une DSD exponentielle donnent les résultats les plus mauvais.

Bien que les résultats de reconstitution issus d'une granulométrie gamma ne soient pas très satisfaisants, il est tout de même préférable d'utiliser une formule du type gamma, équivalente à l'équation 3.14 plutôt qu'exponentielle. Cette méthode d'estimation reste cependant trop soumise à la variabilité des spectres. Pour de longues séries de données la microphysique est changeante et n'est pas bien reconstituée par un seul modèle microphysique. Comme l'ont montré Sempere-Torres et al. (1999) et Lee et al. (2003) une classification de la DSD suivant les différents processus permet une meilleure représentation de ceux-ci.

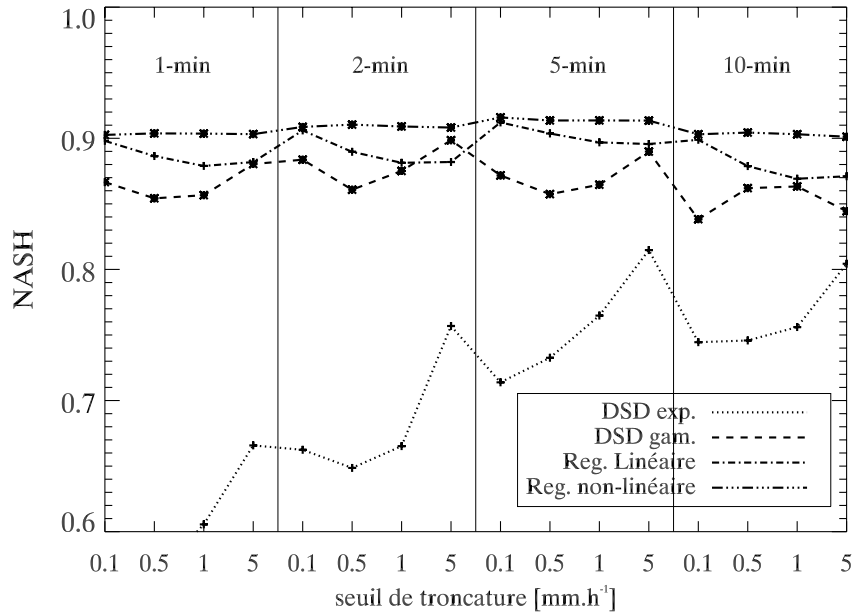


FIG. 8.16 – Evolution des coefficients de Nash sur la reconstitution de la chronique de pluie entre les différentes stratégies d'estimation et les différents jeux de paramètres.

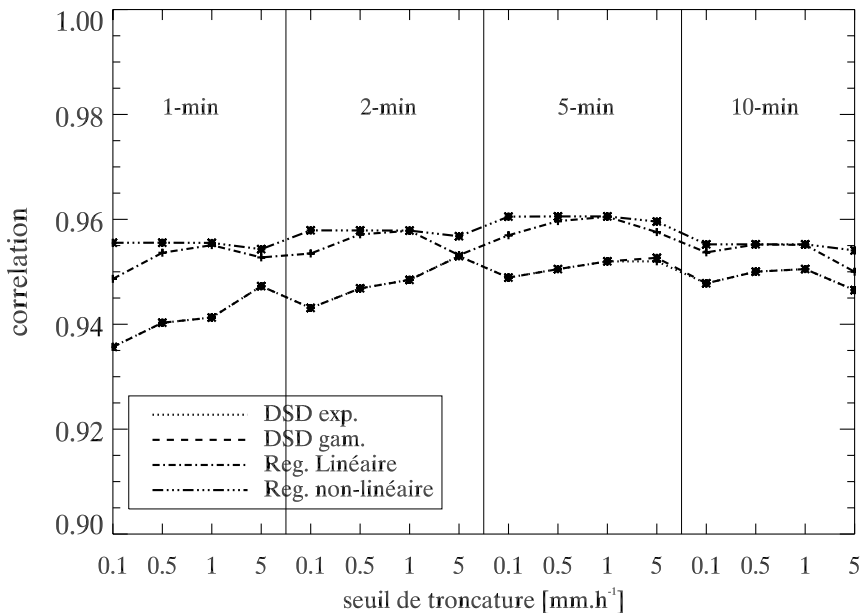


FIG. 8.17 – Evolution des coefficients de corrélation sur la reconstitution de la chronique de pluie entre les différentes stratégies d'estimation et les différents jeux de paramètres.

Les meilleures reconstitutions de pluie, en terme de reconstitution de cumul, sont celles réalisées par les relations non-linéaires. Ceci est valable pour les trois critères (cumul, Nash et corrélation). Au point de vue des jeux de paramètres nous voyons que pour notre jeu de données il n'y a pas d'influence majeure du seuil de troncature. Nous avons déjà mentionné ceci dans la section 8.2.2. En effet la régression non-linéaire ne donne pas beaucoup de poids aux faibles taux de pluie. Au niveau du pas de temps d'intégration nous voyons que 5 et 10 minutes donnent les meilleurs résultats lorsque nous regardons les cumuls de pluie pour les deux types de régressions. Pour l'intégration à 10 minutes les spectres sont moyennés et les réflectivités estimées qui en découlent sont légèrement moins importantes que celles calculées pour les pas de temps inférieurs. La dynamique et la superposition des chroniques qui sont testées par le Nash et le coefficient de corrélation montrent que 10 minutes de pas de temps d'intégration n'est pas un bon domaine. Le pas de temps de 5 minutes est la meilleure solution proposée par nos tests pour les Z-R estimées par régression non-linéaires avec une légère supériorité sur les pas de temps 01 et 02 minutes.

Pour le seuil de troncature nous avons le choix d'une troncature jusqu'à 1 mm/h, celui-ci étant peu influant pour la régression non-linéaire.

Nous choisissons un seuil de troncature à 1 mm/h pour ne pas être biaisé par les faibles taux de pluie.

8.3 Analyse de la variabilité inter-événementielle de la granulométrie.

Nous nous intéresserons à l'évolution du modèle de la DSD et des relations Z-R associées d'un évènement à l'autre. Nous comparerons, grâce au test d'auto-consistance sur la lame d'eau, l'apport d'un calcul des relations Z-R par évènement par rapport à l'approche sur l'ensemble de la saison que nous avons développée dans la section précédente.

8.3.1 Variabilité inter-événementielle.

Les résultats de calage de la fonction granulométrique proposés dans la section précédente intègrent toutes les informations de la période de mesure. Les mécanismes microphysiques prépondérant masquent des phénomènes plus ponctuels mais pour autant non négligeables. Ici nous allons détailler les caractéristiques événementielles pour chaque orage de la base de données. Le tableau 8.5 propose les résultats de calage de la DSD à l'aide de la méthode de normalisation du simple moment suivant un modèle exponentiel et gamma pour la fonction $g(x)$. Le domaine d'étude correspond à un pas temporel de 5 minutes et un seuil de troncature des intensités à 1 mm.h^{-1} . La figure 8.18 donne la dispersion des fonctions granulométriques calées ainsi que les relations Z-R qui en découlent.

Date	α	β	K_{exp}	λ_{exp}	K_{gam}	μ_{gam}	λ_{gam}	Z-R _{exp}	Z-R _{gam}
14/10/2004	-0.147	0.246	3525	3.55	185797	2.9	7.4	357.R ^{1.58}	134.R ^{1.58}
18/10/2004	-0.188	0.254	4816	3.79	381756	3.02	7.92	309.R ^{1.59}	143.R ^{1.59}
25/10/2004	0.09	0.195	1007	2.71	8147	1.55	4.58	675.R ^{1.46}	284.R ^{1.46}
27/10/2004	0.08	0.197	1527	2.96	69873	2.83	6.34	552.R ^{1.46}	226.R ^{1.46}
03/11/2004	0.268	0.157	2090	3.17	43812	2.7	5.95	468.R ^{1.37}	250.R ^{1.37}

TAB. 8.5 – Paramètres de calage de la granulométrie par la loi d'échelle et coefficients de la relation Z-R pour chacun des évènements de la base de données.

Nous retrouvons une variabilité importante de chacun des paramètres ainsi que des relations Z-R correspondantes

Bien que les relations Z-R événementielles soient différentes sur la saison nous pouvons rapprocher les calages des évènements du 14/10 et du 18-19/10 ainsi que ceux du 25-26/10 et du 27-28/10. On notera la proximité temporelle des évènements similaires. L'évènement du 03/11/2004 est notablement différent des autres.

Néanmoins, nous observons en globalité une variabilité provoquant des écarts d'intensités de pluie de 2 à 3 mm.h^{-1} pour une réflectivité de 40dBZ et de 20 à 40 mm.h^{-1} pour 50 dBZ. Cette variabilité évènement par évènement est depuis longtemps documentée (Fujiwara 1965 ; Zawadzki et al. 1988), et elle est très influente sur les calculs de lames d'eau (Lee et al. 2003).

La figure 8.19 présente les rapports des cumuls de pluies reconstitués sur les mesures du disdromètre, pour chaque évènement, avec les relations estimées globalement pour l'ensemble de la saison dans la section précédente, pour un pas de temps de 5 minutes et un seuil de troncature à 1 mm.h^{-1} . Sur celle-ci nous retrouvons les tendances de reconstitution que nous avons observées

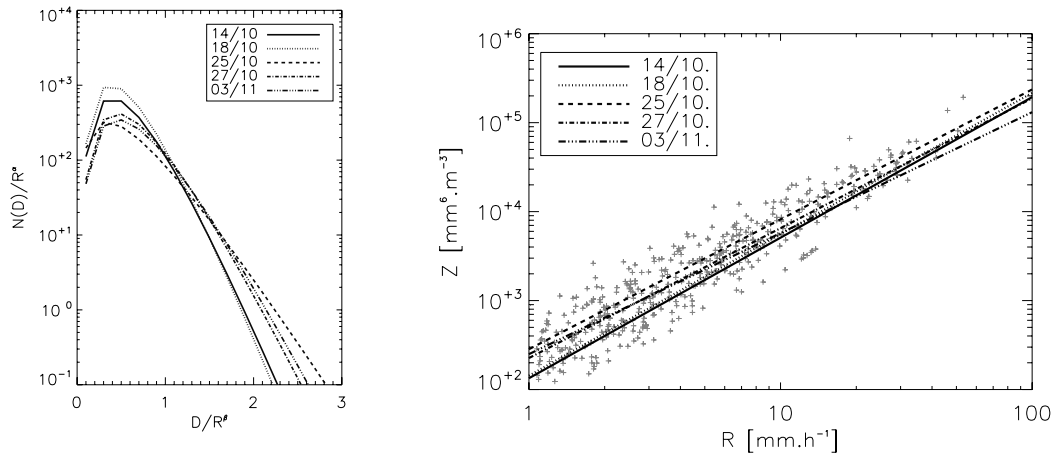


FIG. 8.18 – A gauche : dispersion des lois granulométriques $g(x)$ de forme gamma calées pour chaque évènement. A droite : distribution des relations Z-R événementielles calculées à partir de la modélisation d'une DSD gamma d'après le modèle de diffusion de Rayleigh superposées au nuage de points Z-R mesurés par le disdromètre sur l'ensemble des évènements au pas de temps de 5 minutes.

dans la section 8.2.3. La fonction gamma surestime et la fonction exponentielle sous-estime les lames de pluie pour chaque évènement sans exception.

La relation non-linéaire donne des résultats satisfaisants mis à part pour l'évènement des 25-26 octobre.

La figure 8.20 donne les rapports entre les cumuls estimés et les cumuls disdrométriques avec, cette fois-ci, les relations Z-R estimées pour chaque évènement. Le tableau 8.6 présente les coefficients de Nash pour chacune de ces simulations.

Type Z-R		14/10	18/10	25/10	27/10	03/11
Z-R (DSD exponentielle)	épisode	0.88	0.68	0.66	0.27	0.76
	globale	0.92	0.68	0.89	0.56	0.64
Z-R (DSD gamma)	épisode	0.83	0.94	0.87	0.89	0.93
	globale	0.81	0.93	0.79	0.88	0.94
Z-R (regres. linéaire)	épisode	0.89	0.89	0.89	0.37	0.93
	globale	0.96	0.86	0.90	0.81	0.93
Z-R (regres. non linéaire)	épisode	0.93	0.88	0.86	0.64	0.95
	globale	0.96	0.90	0.89	0.85	0.95

TAB. 8.6 – Valeurs du critère de Nash entre chroniques de pluie disdrométriques événementielles et chroniques de pluies estimées à l'aides des relations Z-R événementielle et globale.

Nous pouvons constater une amélioration sur le cumul pour le cas de l'utilisation d'une relation Z-R issue d'une granulométrie de forme gamma, pour les évènements des 25-26/10 et 27-28/10. Les échantillons de spectres sont plus homogènes et les calages sont donc plus représentatifs des microphysiques.

Pour les trois autres reconstitutions nous ne constatons pas d'amélioration, la Z-R issue du calage

exponentiel est même moins proche de la mesure disdrométrique pour l'évènement des 25-26/10. La relation non-linéaire majore toujours les reconstitutions tant en cumul qu'en terme de Nash.

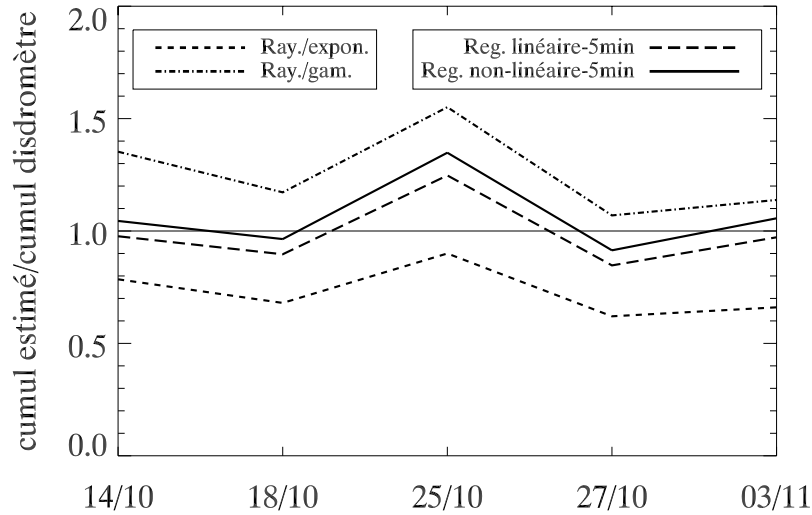


FIG. 8.19 – Evolution des rapports entre les cumuls de pluie calculés à partir de différentes relations Z-R et le cumul de pluie mesuré par le disdromètre. Les relations Z-R utilisées pour les reconstitutions sont ici les relations calculées sur la saison complète

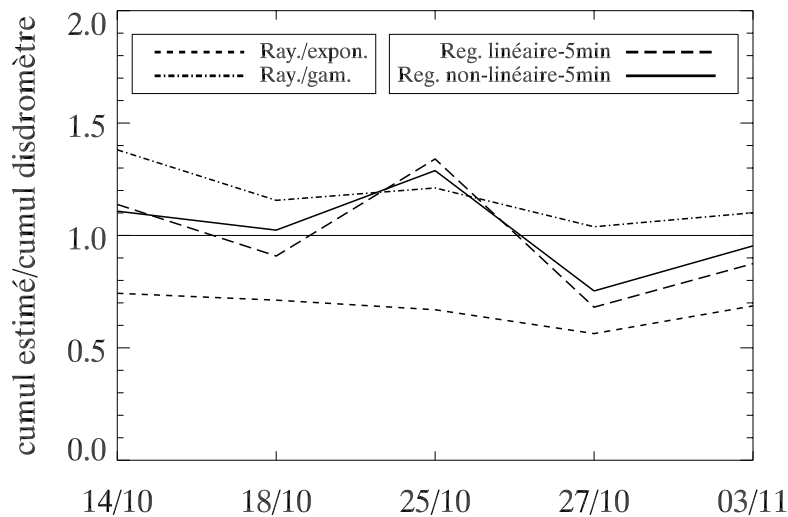


FIG. 8.20 – Evolution de l'écart entre les cumuls de pluie calculés à partir de différentes relations Z-R et le cumul de pluie mesuré par le disdromètre. Les relations Z-R utilisées pour les reconstitutions sont ici les relations calculées indépendamment pour chacun des évènements.

Discrétiser le traitement au pas de temps de l'évènement n'a pas une influence notable sur la reconstitution des lames d'eau, même si nous observons des améliorations pour les DSD suivant une fonction gamma. La variabilité pendant l'évènement étant certainement forte et quasiment équivalente à la variabilité événementielle, il faut diminuer le pas de temps de l'analyse, pour identifier plus finement les mécanismes précipitants. C'est ce que nous allons faire dans la section suivante en discrétisant l'évènement des 27 et 28 octobre 2004

8.4 Variabilité intra-événementielle.

Nous allons faire une analyse de la variabilité intra-événementielle de la granulométrie de la pluie pour l'épisode des 27-28 octobre 2004. Celui-ci est le plus intense et le plus hétérogène de la base de données. De plus l'utilisation du radar de Bollène suivant un protocole volumique au cours de cet orage nous permet de bénéficier d'informations sur la structure verticale du nuage. Nous allons donc réaliser une analyse croisée entre données provenant du disdromètre et mesure du radar.

Cette étude débute par une analyse de l'évolution dans le temps des premiers moments de la DSD, puis nous présenterons les résultats de séparation des données radar issues de l'algorithme ASV décrit dans la première partie de ce mémoire. Ensuite nous ferons une analyse croisée radar/disdromètre, qui nous permettra dans une dernière partie de proposer des relations Z-R pour les types de pluie détectés par l'algorithme. Finalement nous apprécierons la pertinence de ces relations grâce au test d'auto-consistance développé dans les sections précédentes.

8.4.1 Descriptif de l'événement.

L'orage du 27-28 octobre 2004 au-dessus du site de mesure d'Alès fut le plus important en terme de cumul de pluie de toute notre base de donnée. Il a vu le développement de plusieurs phases de pluie soutenue avec des intensités maximum de 76 mm/h mesurées par le disdromètre pour un pas de discrétisation de 1 minute. L'orage s'est structuré sous forme de plusieurs bandes pluvieuses orientées sud-ouest/nord-est très actives entre 18h00 (TU) et 00h00(TU) laissant une trace au sol représentée sur la figure 7.5 du chapitre 7. Nous retrouvons sur la figure 8.21 la chronique d'intensité de pluie mesurée par le disdromètre.

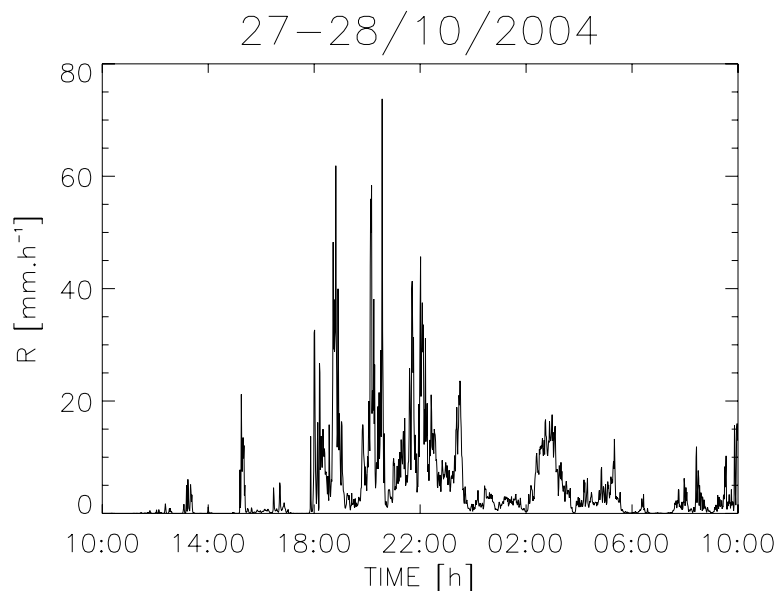


FIG. 8.21 – Chronique de pluie le 27-28 octobre 2004 mesurée par le disdromètre au pas de temps de 1 minute sur le site d'Alès.

8.4.2 Analyse des moments de la DSD

Comme le montre le schéma de la figure 3.1, chaque mécanisme microphysique a une influence sur l'allure de la DSD, et par conséquent sur les moments de celle-ci.

Les figures 8.22, 8.23 et 8.24 présentent les chroniques du nombre de concentration, du diamètre moyen et de l'écart type des diamètres. L'intensité de pluie est représentée dans le paragraphe précédent.

L'évènement du 27 et 28 octobre présente des séquences de pluie où apparaissent des comportements de spectres de diamètres différents. Si nous mixons les informations que nous apportent les chroniques d'intensités (R), nombre de concentration (N_T), diamètre moyen (D_m) et de l'écart-type des diamètres (σ_D), nous pouvons distinguer de façon empirique 7 phases principales :

- **Phase 1** : avant 18h00(TU), phase peu active avec R , N_T , D_m et σ_D faibles.
- **Phase 2** : entre 18h00 et 21h00 (TU) , phase active où il y a une montée du nombre de concentration en deux pic successifs. Les intensités sont élevées ainsi que les D_m et σ_D .
- **Phase 3** : entre 21h00 et 0h00 (TU) phase un peu moins forts en terme d'intensité de pluie. Elle comporte deux sous parties entre 21h-22h15(TU) environ et 22h15-00h00(TU). Les D_m et σ_D sont élevés (plus que pour la phase 1). Les nombres de concentration s'effondrent caractérisant un déplacement des spectres de gouttes vers les gros diamètres.
- **Phase 4** : entre 00h00-02h00 (TU) où l'on observe une chute de l'intensité. Cette zone de faible activité caractérise une transition. Les D_m et σ_D se maintiennent.
- **Phase 5** : entre 02h00-04h00 (TU) avec une phase où nous avons des N_T forts pour des intensités modérées. Il y a dissociation entre D_m qui est équivalent à la phase 1 et les σ_D qui sont faibles.
- **Phase 6** : entre 04h00 et 06h00 (TU), cette phase voit la chute des N_T et un maintien des D_m .
- **Phase 7** : toute la fin de l'épisode équivalente à la phase 0, c'est à dire une période peu active.

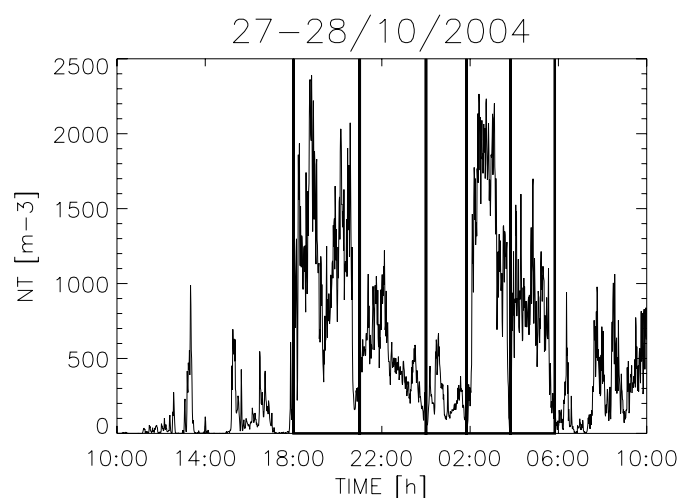


FIG. 8.22 – Chronique du nombre de concentration pour l'évènement du 27-28 octobre 2004.

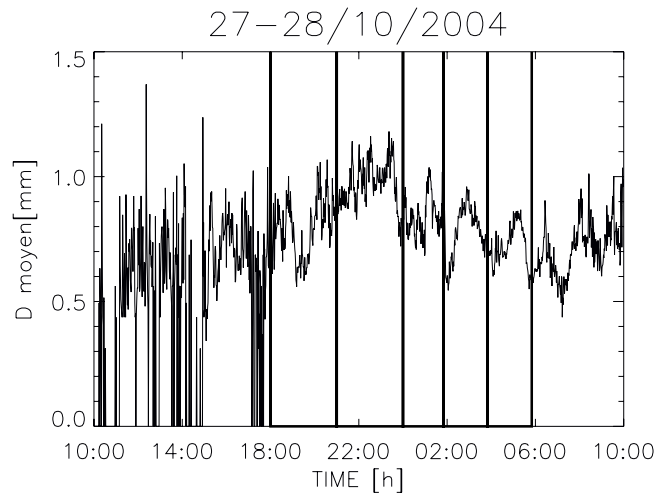


FIG. 8.23 – Chronique du diamètre moyen pour l'évènement du 27-28 octobre 2004.

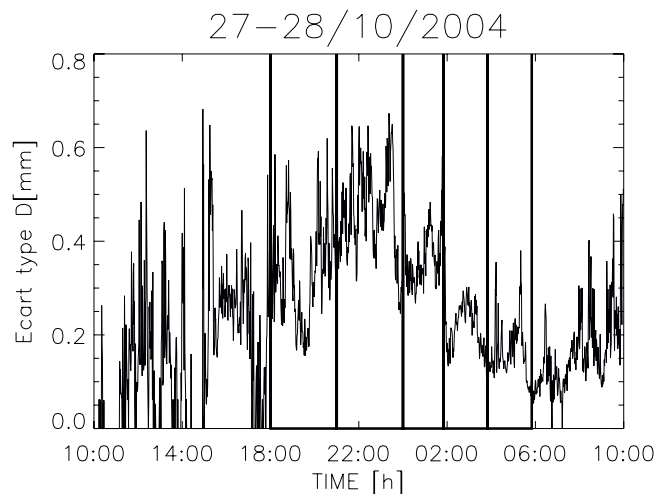


FIG. 8.24 – Chronique de l'écart type des diamètres pour l'évènement du 27-28 octobre 2004.

Pour s'affranchir des effets de l'intensité de pluie, nous avons représenté sur la figure 8.25 les paramètres précédent en fonction du taux de pluie et en ne considérant que les pas de temps inclus dans les quatre phases 2, 3, 5 et 6 précédemment décrites. Nous avons ajouté également l'évolution de la réflectivité en fonction de temps.

Interprétation :

L'évolution des paramètres de la granulométrie en fonction de l'intensité de la pluie présente des structures temporelles distinctes pour le nombre de concentration et l'écart type des diamètres. En effet le découpage horaire que nous avons réalisé permet d'apprécier une évolution cohérente des familles de point. Nous voyons une séparation entre les heures appartenant à la phase 2 (18h-19h-20h) et la phase 3 (21h-22h-23h) sur le graphique des nombres de concentration et des

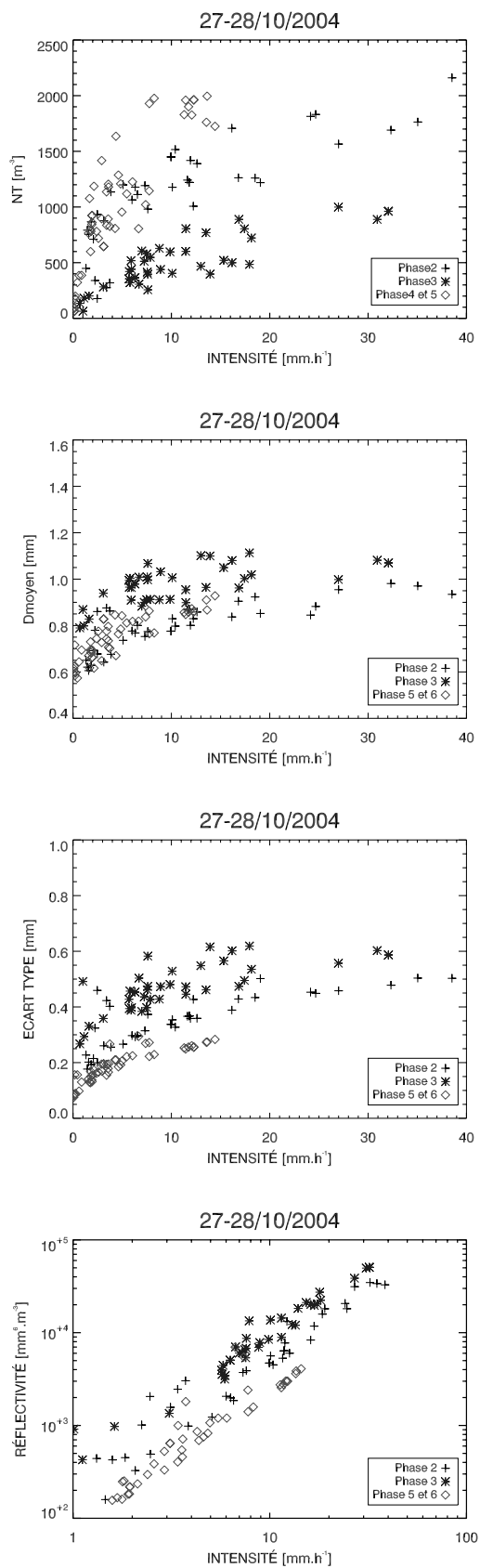


FIG. 8.25 – Comportement du diamètre moyen de l'écart-type des diamètre, du nombre de concentration et de la réflectivité en fonction de l'intensité pluvieuse durant les heures des phases 1, 2 et 4. Chaque phase est identifiée par un symbole différent.

écarts-types. Les phases 5 et 6 ont un comportement proche de la phase 2 en terme de nombre de concentration avec des points de trouvant dans les mêmes secteurs. Mais ces deux phases se distinguent grâce au comportement de l'écart type des diamètres qui est plus faible en fonction de l'intensité pour les phases 5 et 6 que pour la phase 2. L'évolution du diamètre moyen ne présente pas de structure aussi évidente.

Analyse des paramètres de la DSD

La figure 8.26 présente l'évolution du nombre de gouttes par classes de diamètres tout au long de l'évènement, ainsi que les différentes familles de fonction $g(x)$ suivant chaque phase de l'évènement. Un calage de la fonction gamma est réalisé et représenté ainsi que la DSD moyenne pour chaque phase, Nous avons également reporté sur les graphiques les valeurs des coefficients de la DSD, de la relation Z-R associée et le nombre de spectres associés.

Chacune des phases, précédemment décrites, possède des fonctions $g(x)$ d'allure propre. Les phases 2 et 5 qui avaient chacune des montées fortes du nombre de concentration, se distinguent ici. La phase 5 comporte des spectres moins larges avec beaucoup de diamètres de taille moyenne, ce qui se traduit dans les informations des fenêtres de la figure 8.23 par des diamètres moyens faibles. Les phases 2 et 3 sont très différentes également. La seconde possède une gamme de diamètres plus étendue avec des concentrations de gouttes moindre par classe de diamètre. Ces deux phases possèdent néanmoins des extremums locaux des diamètres moyens très marqués pour la phase 3 vers 0.6 mm et 1.3 mm.

Chacune des périodes précédemment décrites permet de former des familles de granulométrie homogène, où le calage de la fonction $g(x)$ que nous faisons est en bonne adéquation. La variabilité des fonctions Z-R qui résulte de ces calages est importante, comme l'indique les coefficients de ces relations notés sur chacun des graphiques de la figure 8.26, notamment pour les phases 2, 3, 5 et 6 pendant lesquelles il y a eu beaucoup de précipitation.

Le tableau 8.7 donne la reconstitution du cumul de pluie pour chacune des phases avec soit la relation Z-R issue du calage granulométrique sur cette phase, soit avec la relation Z-R calculée dans la section précédente sur l'ensemble de l'évènement et notée dans le tableau 8.5. Les coefficients de Nash de ces deux chroniques de pluie par rapport à la chronique mesurée par le disdromètre sont de 0.89 avec la relation Z-R événementielle et 0.95 lorsque l'on considère une relation Z-R par phase.

Interprétation :

Nous voyons que la prise en compte de la variabilité microphysique permet une meilleure estimation de la pluie par phase. On note une légère surestimation systématique associé au calage du modèle gamma. Le cumul total est alors de 113.6 mm. Le cumul de pluie, calculé pour le 27/28 octobre avec la relation événementielle issue d'un calage gamma de la granulométrie, est proche de celui mesuré par le Parsivel (respectivement 102.4 et 101.4 mm). Néanmoins comme l'indique

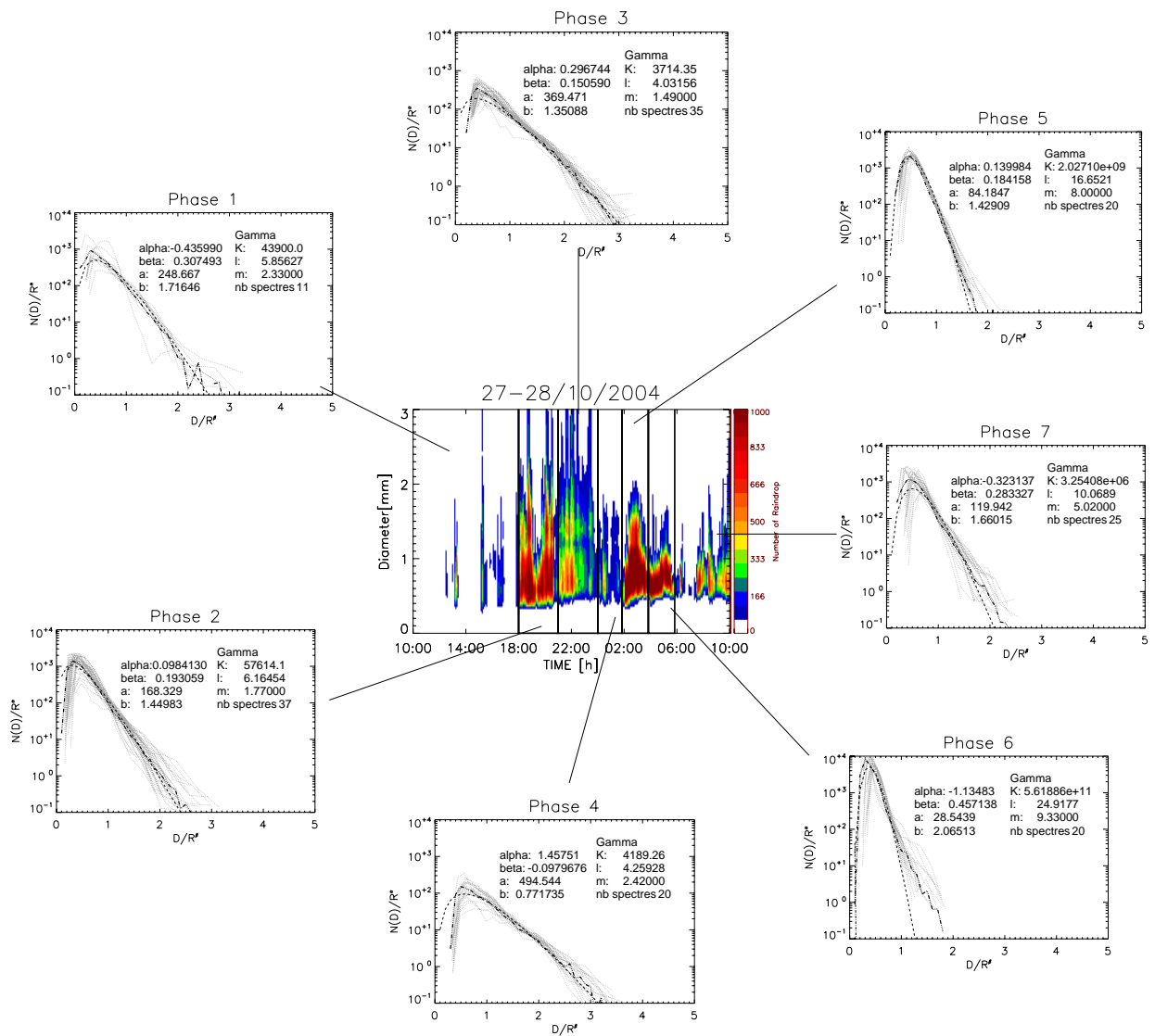


FIG. 8.26 – Evolution des spectres de nombre de gouttes pour chacune des phases déduites des moments de la granulométrie (lignes grisées) et des fonctions $g(x)$ (traits pointillés) pour les différentes phases déterminées à l'aide des moments de la granulométrie. Nous retrouvons également les fonctions $g(x)$ moyennes (traits mixtes). Les coefficients de calages ainsi que les coefficients des relations Z-R et le nombre de spectres sont indiqués pour chaque phase.

le tableau 8.7 il y a pour cette reconstitution des effets de compensation d'erreurs d'estimation de la pluie. Ceci est sous-entendu par le coefficient de Nash qui est meilleur dans le cas d'une Z-R adaptée à chaque phase de l'événement.

Nous pouvons cependant nous demander : Quel est le vrai facteur bonificateur ?

- Soit le fait de travailler à plus petite échelle temporelle sans chercher une homogénéité sur la microphysique.
- Soit la réelle prise en compte de familles microphysiques homogènes

Pour cela nous avons pratiqué une analyse de sensibilité sur la position des phases de l'événement.

	Cumul [mm] Z-R par phase	Cumul [mm] Z-R événementielle	Cumul [mm] disdrométrique
phase1 :	3.67	5.31	3.41
phase2 :	39.84	31.90	34.88
phase3 :	37.57	42.75	32.24
phase4 :	4.84	4.9	3.6
phase5 :	13.58	6.58	13.23
phase6 :	5.97	4.20	5.5
phase7 :	8.13	6.71	6.68
Total :	113.7	102.3	99.5

TAB. 8.7 – Reconstitution avec un calage de Z-R pour chaque phase.

Nous avons fait varier la disposition des phases en les décalant dans le temps avec un pas de temps de 15 minutes. le déplacement maximum étant de +/- 1h00. Le tableau suivant donne les coefficients de Nash pour différents pas de temps de décalage.

décalage temporel	-1h00	-0h45	-0h30	-0h15	0h00	0h15	0h30	0h45	1h00
Nash	0.57	0.8	0.93	0.95	0.95	0.94	0.92	0.89	0.91

TAB. 8.8 – Evolution du coefficient de Nash calculé entre la chronique de pluie mesurée par le disdromètre et la chronique estimée à partir de relations Z-R calées sur les 7 phases du découpage en fonction du déplacement temporel de chacune des phases.

Interprétation :

Nous retrouvons lorsque l'on déplace les bornes des phases, des coefficients de Nash équivalents à celui que l'on obtient avec une chronique calculée à partir de la relation événementielle. Certains décalages donnent des résultats très inférieurs à ce que l'on peut réaliser avec une relation événementielle. Ceci montre que le simple fait de découper l'évènement n'est pas suffisant pour améliorer les estimations, mais que la discrétisation telle que nous l'avons effectuée permet de bien représenter les différentes phases de l'évènement.

Conclusion : A l'aide des informations issues des mesures du Parsivel, nous avons pu visualiser différentes périodes de l'évènement comportant chacune une granulométrie spécifique. Nous avons comparé l'impact de la prise en compte de cette variabilité dans la reconstitution des séries temporelles et du cumul de pluie par rapport à une étude événementielle et montré qu'il est important de bien caractériser les différentes phases d'un évènement et de les traiter si possible indépendamment.

Nous allons à présent étudier l'information radar sur la structure du nuage afin d'apprécier s'il est possible de déterminer le même type de partition de l'évènement et de faire le lien avec l'algorithme de séparation ASV décrit au chapitre 5.

8.4.3 Comparaison structure verticale du nuage/hyétogramme.

Les mesures volumétriques du radar de Bollène pour l'événement du 27-28 octobre 2004 sont représentées sur la figure 8.27. Les 7 phases que nous avons distinguées dans la section précédente à l'aide des mesures disdrométriques y sont également reportées ainsi que la chronique de pluie mesurée au pas de temps de 5 minutes par le Parsivel.

Descriptif.

Nous voyons également se distinguer plusieurs phases dans la structure verticale des nuages le long de l'événement. Nous notons une phase de fortes réflectivités entre 18h00 et 00h00 TU avec la succession de quatre pulsations atteignant des niveaux de réflectivités équivalent à la définition des zones convectives telles que nous les avons présentées dans le chapitre 5 et des développements verticaux allant au-delà de 5km. Cette période correspond aux phases 2 et 3 des précipitations intenses mesurées par le disdromètre.

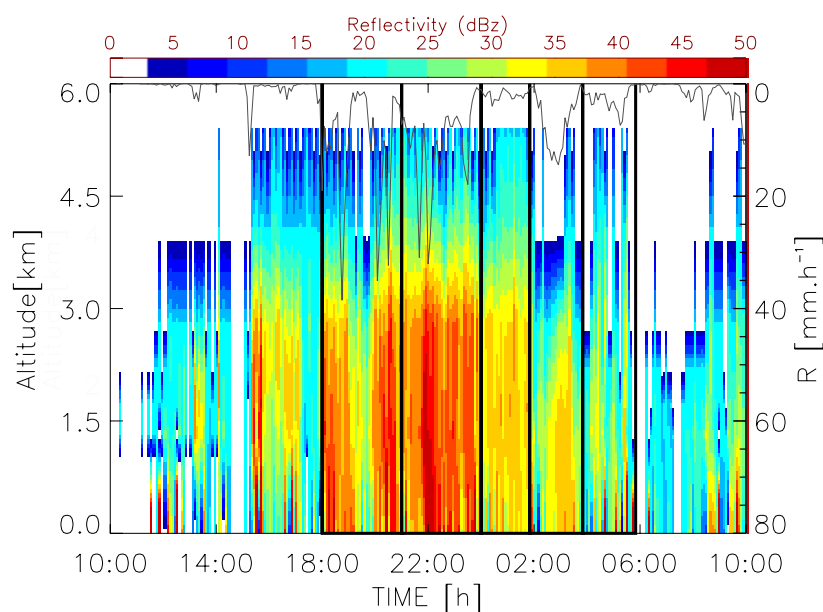


FIG. 8.27 – Comparaison de la structure verticale du nuage vue par le radar volumique de Bollène (spectre de couleur) avec le hyétogramme mesuré au sol par le disdromètre (noir). Nous avons superposé à la structure du nuage les découpages en sept phases fait à partir des données granulométriques.

Cette période a vu se développer dans le voisinage d'Alès des cellules convectives d'activité intense comme nous pouvons voir sur les images répertoriées en annexe B, représentant des coupes verticales de la structure du nuage à plusieurs instants entre 18h00 et 00h00 TU. Chacune de ces coupes est centrée sur le site du disdromètre et orientée dans le sens Sud-Nord. L'activité orageuse s'est donc positionnée dans le voisinage du site avec quelques passages sur la verticale du Parsivel.

Les fenêtres suivantes sont une sélection de pas de temps caractéristiques.

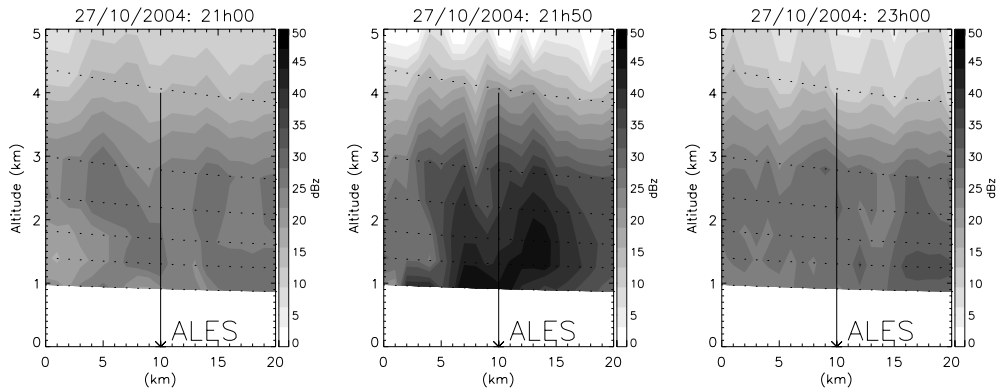


FIG. 8.28 – Coupes verticales du volume de mesure radar mesuré au droit du disdromètre.

Nous notons un cumul de pluie quasiment identique entre la phase 2 (18h00-21h00 (TU)) et la phase 3 (21h00-00h00 (TU)). Pour chacune de ces périodes de trois heures le disdromètre a enregistré respectivement 34.2 mm et 32.7 mm de pluie, soit 34% et 32% du cumul total sur cet évènement.

Durant la phase 5 (02h00-04h00 (TU)), le disdromètre a enregistré un cumul de 13 mm de pluie soit 13% du cumul total. La figure 8.27 montre que la structure du nuage pendant cette période ne se caractérise pas par un développement vertical important.

La mise en relation du développement du nuage avec la granulométrie au sol n'est pas une chose aisée (Waldvogel 1974, Ulbrich et al. 1998, Tokay et al. 1999, Uijlenhoet et al. 2003). Les figures 8.29 mettent en regard l'intensité pluvieuse et l'altitude maximum de plusieurs seuils de réflectivité (30 dBZ, 35 dBZ, 40 dBZ et 45 dBZ). Nous avons séparé les graphiques pour une meilleure lecture.

Les phases 2 et 3, de fortes précipitations correspondent à une élévation de l'isoligne 35 dBZ aux alentours de 4km et de l'isoligne 35 dBZ vers 3km. Avec les seuils supérieurs nous n'échantillonnons que quelques pics de réflectivité de cette phase. En terme de structure radar, les périodes antérieures à 18h00 et postérieures à 00h00 ne présentent pas de signature radar marquée et semblent être associées à une traîne du nuage avec une légère intensification durant la première partie de la phase 4.

La chute de l'isoligne à 35 dBZ durant la phase 4 traduit une période de transition présente entre la fin de la période 3 et le début de la période 5. La phase 5 montre une isoligne à 30 dBZ basse montant au maximum aux alentours de 3km. Celle-ci se trouve plus basse que pour 2 et 3 alors que les intensités de pluie ne sont pas négligeables et montrent un système précipitant différent.

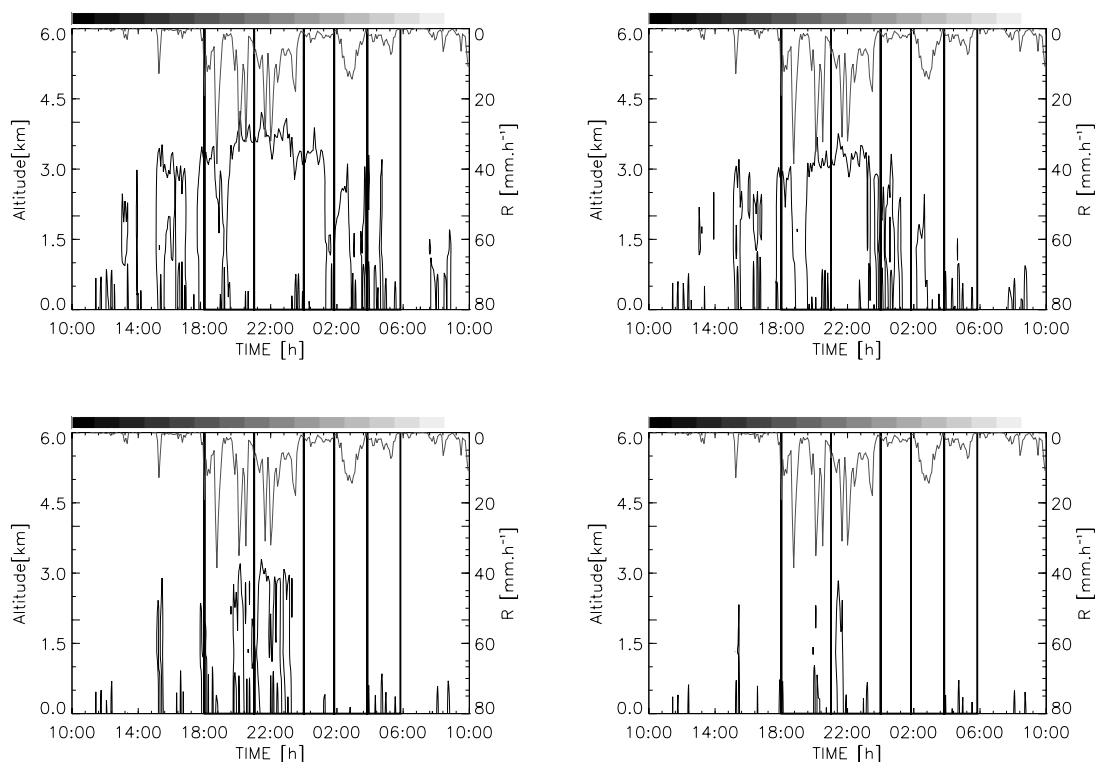


FIG. 8.29 – Isolignes des réflectivités pour quatre seuils variables, de haut en bas et de gauche à droite 30, 35, 40 et 45 dBZ. Les intensités de pluie calculées par le disdromètre au pas de temps de 5 minutes sont également représentées.

C'est le comportement de l'isoligne 35 dBZ qui correspond le plus au découpage que nous avons fait de l'évènement dans la section précédente, tout en ne faisant pas de distinction réelle entre les phases 2 et 3. Nous voyons que le radar est moins précis car il ne travaille pas sur le même volume de résolution. Mais nous pouvons néanmoins distinguer certaines bornes du découpage granulométrique avec l'information radar.

Il est intéressant de mettre en relation la position de ces altitudes maximales d'isoligne avec certain paramètres de la granulométrie. Dans le tableau suivant, nous avons reporté les coefficients de corrélation entre l'altitude maximale de l'isoligne 35 dBZ et des paramètres microphysique, tableau 8.4.3.

Variable	Dmoyen [mm]	Dm [mm]	D0 [mm]	R [mm.h ⁻¹]	Z [mm ⁶ .m ⁻³]	N _T [m ⁻³]
Corrélation	0.72	0.76	0.75	0.43	0.47	-0.16

TAB. 8.9 – Coefficient de corrélation entre les paramètres caractéristiques de la granulométrie et l'altitude maximale de l'isoligne des réflectivités 35dBZ entre les phases 2 et 6 (le diamètre moyen Dmoyen, le diamètre volumique moyen Dm, le diamètre volumique médian D0, l'intensité de pluie R, le réflectivité Z et le nombre de concentration N_t)

Nous pouvons voir une corrélation moyenne entre les diamètres moyens, diamètres volumiques médians et diamètres volumiques moyens et l'altitude maximale de $Z(35 \text{ dBZ})$. Ceci sous entend que l'extension verticale du nuage induit une augmentation des diamètres de gouttes du spectre. Par contre il n'y a pas de bonne corrélation avec l'intensité de pluie, la réflectivité disdrométrique ou le nombre de concentration. Ici les effets d'échelles entre la mesure radar et la mesure disdrométrique sont certainement la cause principale de cette perte de lien. Nous allons voir ci-dessous quels sont les résultats de l'algorithme ASV.

8.4.4 Application de l'algorithme ASV

L'algorithme de séparation des types de pluie que nous avons développé dans la première partie de ce mémoire à été appliqué sur cet événement. Ces résultats de séparation sont représentés sur la figure 8.30. Chaque pas de temps considéré comme convectif est marqué par un cercle noir.

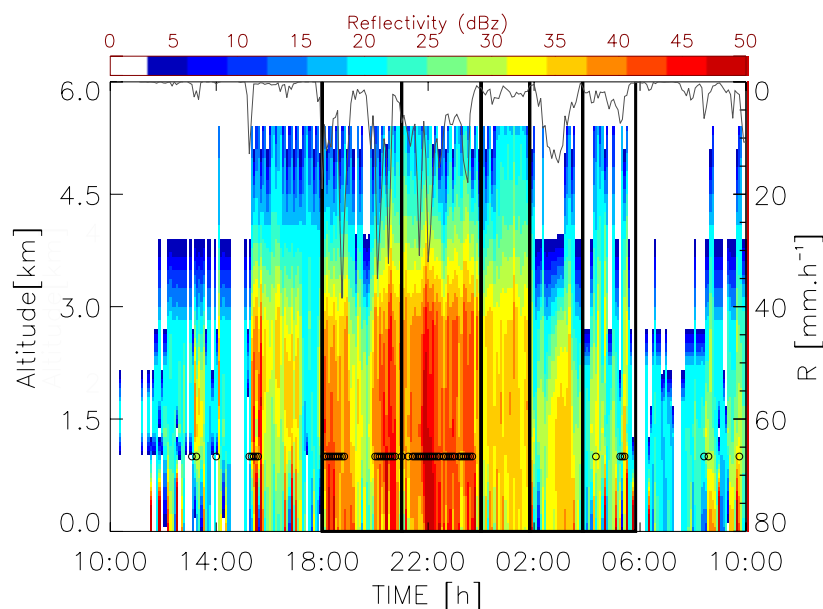


FIG. 8.30 – Superposition des résultats de recherche de zone convective (cercle noir) par l'algorithme décrit au chapitre 5 avec la structure verticale du nuage et le hyétogrammes mesuré par le disdromètre (trait noir continu).

Interprétation :

Comme nous l'avons mentionné, le disdromètre n'était pas au cœur même de l'orage dès 27 et 28/10/2004. Néanmoins nous trouvons de large phases que nous pouvons classer comme convectives suivant les définitions du chapitre 5. Ainsi, les phases 2 et 3 apparaissent majoritairement convectives d'après l'algorithme ASV, alors que la phase 5 n'en présente pas les caractéristiques. On note également quelques détections convectives ponctuelles au cours des phases 1, 6 et 7.

On notera que l'algorithme de détection de la bande brillante n'a fourni aucune détection pour cet épisode au droit d'Alès.

8.4.5 Rapprochement granulométrie/mesure du radar de Bollène

D'après les deux sections précédentes 8.4.2 et 8.4.3, nous avons révélé des intervalles de temps pendant lesquelles se présentent des variabilités de différents paramètres mesurés au sol ou en altitude.

- L'étude des données granulométriques permet un découpage en sept phases dont 4 (phase 2, 3, 5 et 6) présentent 90% du cumul de pluie total et des caractéristiques granulométriques contrastées.
- La structure du nuage telle qu'elle est observée par le radar de Bollène ne permet pas de retrouver en détail ce découpage mais cependant nous retrouvons une séparation entre la période regroupant les phases 2 et 3 classées convectives et le reste de l'évènement.
- Le caractère très atypique de la phase 5 le 28 octobre, d'un point de vue microphysique, n'est pas présent dans les mesures radars. Nous avons vu que cette phase qui correspond à une montée des nombres de gouttes n'est pas accompagnée par un développement vertical du nuage significatif.

Granulométrie en lien avec la séparation des types de pluie

Si qualitativement nous pouvons apprécier un lien entre structure du nuage et granulométrie au sol, comme nous l'avons cité dans la section précédente, peut-on, quantitativement, définir des lois granulométriques et des relations Z-R en lien avec les types de pluie identifiés par radar ? Pour cela nous allons utiliser les résultats de partitionnement de l'orage issus de l'algorithme ASV. L'algorithme ASV détermine 63 profils de réflectivité à 5 minutes comme convectifs, soit 315 minutes concernées. La famille de granulométrie correspondant aux pas de temps indicés convectifs, ainsi que les paramètres de calage de la loi d'échelle sont présentés sur la figure 8.31.

Nous avons également présenté les fonctions granulométriques complémentaires, c'est à dire toutes les minutes n'étant pas détectées convectives par l'algorithme ASV. Cette famille n'est pas du tout homogène car elle rassemble beaucoup de spectres de phases différentes et nous voyons que le calage est fortement influencé par les spectres des phases 5 et 6. L'algorithme ASV basé sur une régionalisation par type de pluie en lien direct avec la structure du nuage trouve une cohérence avec les mesures disdrométriques présentées ici. La famille de DSD indicées convectives est consistante et de variabilité moyenne.

Si nous observons la répartition des points Z-R, figure 8.32, correspondant à la séparation de l'algorithme par rapport au reste de l'évènement nous retrouvons des points se situant plutôt dans la partie haute du nuage (influence des gros diamètres, Yuter et al. 1997). Le calage Gamma suivant le modèle de Rayleigh sur le jeu de points considéré comme convectif correspond à la relation Z-R suivante : $Z=261.R^{1.42}$ sur le domaine d'étude S10-05min. La relation conjointe est $Z=129.R^{1.22}$. Nous allons reconstituer à présent la lame d'eau en utilisant une Z-R adaptée aux types de pluie. Les résultats de reconstitution sont reportés dans le tableau 8.10.

Interprétation :

La reconstitution de la chronique de pluie à l'aide des deux relations précédentes donne un

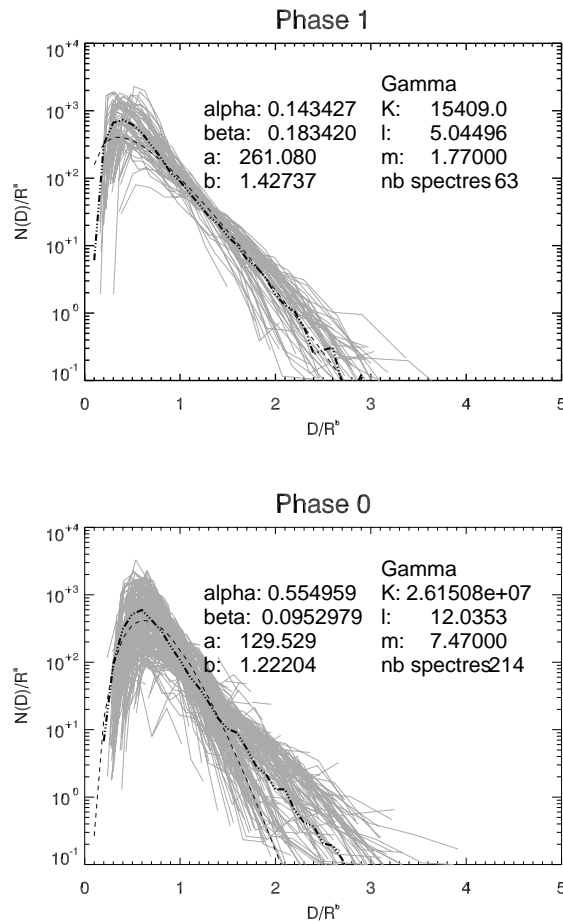


FIG. 8.31 – Ensemble de fonction $g(x)$ pour la famille de PVR déterminés par l'algorithme de séparation ASV. En haut : spectres correspondant à la partie convective. En bas spectres de type indéterminé.

Phase	Cumul [mm] Z-R	Cumul [mm] disdro
phase convective :	65.4	59.5
phase non convective :	79.5	41.9

TAB. 8.10 – Reconstitution du cumul disdrométrique de pluie à l'aide d'un calage de la relation Z-R adaptée à la séparation des types de pluie faite par l'algorithme ASV.

cumul de pluie de 65.4mm pour la phase convective alors que le disdromètre a mesuré 59.51. Cette surestimation est sans doute en particulier liée au calage de la fonction $g(x)$ par le modèle gamma. Le coefficient de Nash entre les deux chroniques sur ces pas de temps est égal à 0.86.

Par contre le cumul de la phase non convective est largement surestimé (90%). La relation utilisée n'est pas du tout adaptée au jeu de donnée. La famille de spectres classés non convectifs est relativement hétérogène (voir figure 8.31), la relation Z-R qui en résulte présente une forte dispersion.

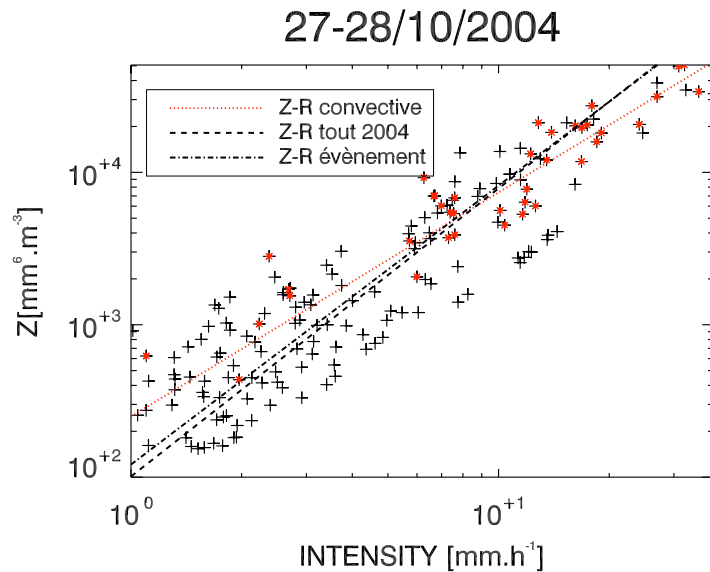


FIG. 8.32 – Nuage de points intensité de pluie[mm/h]/réflectivité [$\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$] pour du 27-28/10/2004 avec la séparation due à l’algorithme de séparation ASV (point rouge).

Il est préférable dans ce cas de choisir une relation moyenne générale telle que la relation globale ($Z=184.R^{1.49}$) que nous avons calculé pour cet évènement dans la section 8.2.1 par un calage gamma de la fonction $g(x)$. Ceci donne les résultats de reconstitution de 40.98 mm de cumul de pluie pour la phase non convective pour un coefficient de Nash de 0.75.

La chronique de pluie estimée en utilisant la relation convective ($Z=261.R^{1.42}$), pour les zones identifiées comme telle par l’algorithme ASV, et la relation globale ($Z=184.R^{1.49}$), pour le reste de l’évènement est représentée sur la figure 8.33, pour un cumul total de 106.8mm et un Nash sur la totalité de la chronique de 0.89.

Ce dernier n’est pas meilleur que pour la reconstitution avec la relation Z-R évènementielle mais le Nash, calculé sur la phase convective avec la relation évènementielle est de 0.84 et sur la phase non convective de 0.70, et donc en dessous des coefficients de Nash calculés à l’aide de la relation convective et de la relation globale $184.R^{1.49}$.

De plus si nous faisons la même comparaison avec la relation globale issue d’une régression non-linéaire (qui donne jusqu’à présent des résultats en cumul les plus satisfaisants), le coefficient de Nash sur la phase convective est de 0.77 et sur la phase non convective de 0.67. Nous nous affranchissons avec la séparation de compensation d’erreur au sein de l’évènement.

8.5 Conclusion

La première partie de notre analyse granulométrique nous à permis de tester différentes méthodes de calcul de relations Z-R, soit par l’estimation de la DSD soit par calcul direct sur les nuages de points Z-R expérimentaux. En parallèle nous avons appliqué chacune de ces méthodes sur des domaines de granulométrie différents en faisant varier le pas de temps de mesure des spectres de gouttes et en faisant varier le domaine d’intensité pluvieuse pris en compte.

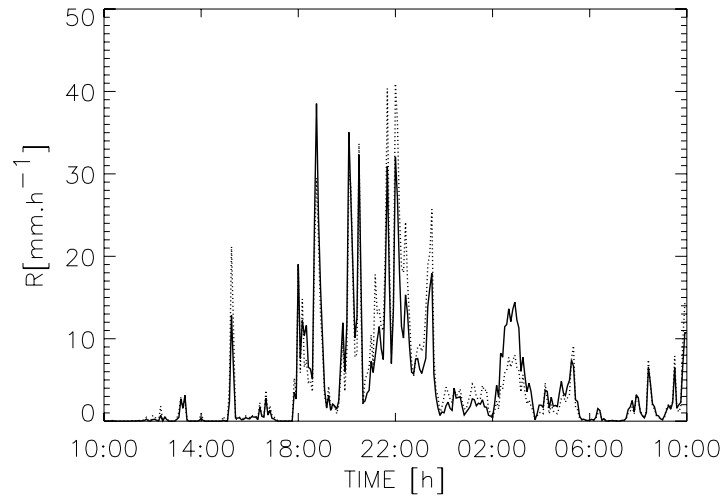


FIG. 8.33 – Comparaison de la chronique de pluie, au pas de temps de 5 minutes, mesurée par le disdromètre (ligne continue) avec la chronique de pluie estimée à l'aide de la séparation de l'algorithme ASV et des relations convective ($Z=261.R^{1.42}$) et indéterminée ($Z=184.R^{1.49}$).

Une méthode de test d'auto-consistance du processus a été appliqué en reconstituant la lame d'eau disdrométrique à partir des spectres de gouttes. Ceci nous a permis de trier les méthodes les plus robustes. En travaillant sur l'ensemble de la saison nous avons pu écarter le calcul de DSD de forme exponentielle induisant des erreurs grossières.

L'utilisation de relations calées par régression propose des résultats meilleurs que ceux d'un calage de fonction gamma. Et en particulier l'utilisation d'un calcul de la Z-R par régression non-linéaire.

Ensuite une analyse événementielle basée sur le calcul de relation Z-R épisode par épisode a montré que travailler à ce pas de temps n'était pas plus juste que de calculer des relations sur la saison complète.

Nous avons vu en observant l'évènement des 27 et 28 octobre 2004 que la granulométrie de la pluie peut avoir une variabilité conséquente durant un évènement, comme un grand nombre de travaux l'ont déjà mentionné. La découpe de l'évènement en suivant les variations de la granulométrie observée au sol a permis de définir des relations paramétrées propres à chaque famille et d'en estimer le cumul précipité de façon cohérente, sans phénomène de compensation d'erreur. De plus nous avons montré que le suivi de l'évolution granulométrique et l'utilisation d'un découpage de l'évènement suivant ces principales phases est nécessaire pour bien estimer le cumul.

La mise en relation de la séparation des types de pluie par l'algorithme ASV avec la séparation que l'on peut faire à partir des mesures granulométriques au sol est sans doute limitée par la finesse de la mesure radar au droit du disdromètre. Néanmoins nous avons pu voir ici que nous pouvons faire correspondre des grands changements de granulométries avec le passage de cellules d'activité convective forte. De plus, ces périodes correspondent à une stabilisation de la

granulométrie permettant la mise en place des traitements Z-R issus de l'analyse disdrométrique. La séparation basée sur les résultats de l'algorithme ASV a permis de vérifier la cohérence de cet algorithme à l'aide d'une mesure au sol, et de proposer un traitement radar adapté aux zones dites convectives et non convectives.

Chapitre 9

Optimisation des traitements Réflectivité/Pluie et résultat du Traitement TRADHy DYN4

Sommaire

9.1	Episode des 27 et 28 octobre 2004	166
9.1.1	Choix du domaine de simulation	166
9.1.2	Résultats de reconstitution de lame d'eau disdrométrique	166
9.2	Application de relations Z-R issues de la granulométrie pour l'esti- mation des précipitations de l'expérimentation Bollène 2002	168
9.3	Conclusion	170

Ce dernier chapitre va traiter de la problématique que nous évoquions dans l'introduction du chapitre 7 sur l'adaptation des relations issues de la mesure disdrométrique pour le traitement des données radar. Nous rappelons que l'objectif principal de nos travaux est d'améliorer l'estimation de la pluie à l'aide de la donnée radar. Les relations que nous avons calculées à l'aide des mesures granulométriques sont pour une partie consistante certes mais peuvent être non adaptées pour la conversion des données radar, notamment en raison des problèmes d'échantillonnage spatial et temporel des deux types de capteur.

- Nous allons d'abord appliquer les relations Z-R déduites au chapitre précédent à une chronique de réflectivité mesurée par le radar, pour en déduire une chronique d'intensité de pluie. Nous considérerons la série de réflectivité radar traitée par la stratégie DYN1 pour l'évènement des 27 et 28/10/2004. Cet évènement est le seul pour lequel nous disposons des données radar volumiques et pour lequel l'accord global entre mesures radar et disdrométriques est satisfaisant (cf. section 8.1.2).
- Nous étendrons la portée de ce premier test en traitant les données radar de l'expérimentation Bollène-2002, en substituant aux relations Z-R NEXRAD de la méthode DYN3 (cf. section 6.1) les relations issues de notre analyse granulométrique.

9.1 Episode des 27 et 28 octobre 2004

9.1.1 Choix du domaine de simulation

En utilisant la chronique des réflectivités mesurées par le radar et issues du traitement DYN1, nous calculons une chronique de pluie par conversion Z-R. Celle-ci sera comparée avec la chronique des intensités de pluie issue des mesures granulométriques.

Nous ne testerons pas l'ensemble des relations Z-R que nous avons définies précédemment. En particulier nous laisserons toutes les relations issues d'un calage de la DSD fait à partir d'une fonction $g(x)$ exponentielle. Ensuite nous avons vu que l'utilisation de relation événementielle n'était pas décisive pour la reconstitution de la lame d'eau.

Nous testerons alors les trois possibilités suivantes :

- La relation issue d'un calage granulométrique d'une fonction gamma sur l'ensemble de la base de données 2004 : $Z=184.R^{1.49}$
- La relation issue d'une régression non linéaire sur l'ensemble de la base de données 2004 : $Z=123.R^{1.77}$
- La stratégie de séparation du type de pluie avec la relation convective $Z=261.R^{1.42}$ et la relation globale événementielle $Z=184.R^{1.49}$ pour les zones non convectives.

Ces différentes relations ont été obtenues à partir de mesures disdrométriques à 5 minutes pour tenter d'harmoniser les caractéristiques d'échelle du radar et du disdromètre. Nous avons vu sur la figure 8.5 que les mesures radar et disdrométriques sont assez différentes dans les zones de pluies faibles. En effet la correction de PVR engendre des surestimations de la réflectivité au sol dans les zones intermédiaires. Pour ne pas mélanger plusieurs sources d'erreurs et enfin de conserver la chronique de réflectivité qui nous semble la plus juste, nous testerons nos relations sur les périodes 2,3,5 et 6 représentant 90% du cumul total. La chronique de pluie disdrométrique alors mise en jeu est présentée sur la figure 9.1.

9.1.2 Résultats de reconstitution de lame d'eau disdrométrique

Le tableau 9.1 fait l'inventaire des critères de reconstitution de la chronique de pluie pour chacune des trois possibilités de calcul présentées ci-dessus. Nous y retrouvons les valeurs des coefficients de Nash et de détermination. Les graphiques de la figure 9.2 présentent les cumuls de chacune de ces méthodes sur les 4 phases 2,3,5,et 6 à partir de deux chroniques de réflectivité différentes :

- La réflectivité issue des mesures du radar et traitée par la méthode DYN1.
- La réflectivité disdrométrique calculée à partir des spectres à 5 minutes

Interprétation :

Les mauvais résultats des critères de reconstitution montrent la difficulté que l'on peut avoir à extrapoler une relation Z-R estimée au sol à des données radar effectuées dans une géométrie très différente, et ceci malgré le fait que nous avons sélectionné une période où les corrections des cartes de réflectivité étaient les meilleures. Cependant nous avons vu que l'application des corrections des méthodes TRADHy améliorent la mesure radar et la rapproche de la mesure

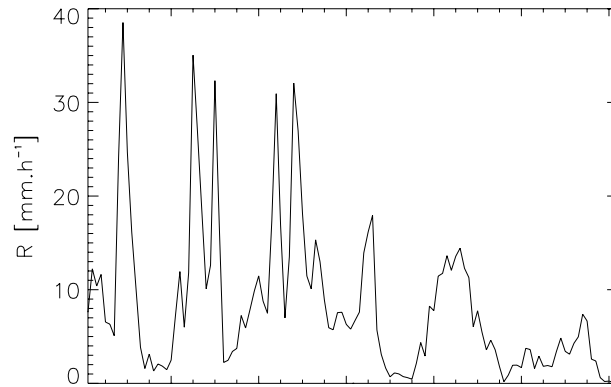


FIG. 9.1 – Chronique de pluie de référence (au pas de temps de 5 minutes) après concaténation des phases 2, 3, 5 et 6 de l'évènement du 27 octobre 2004

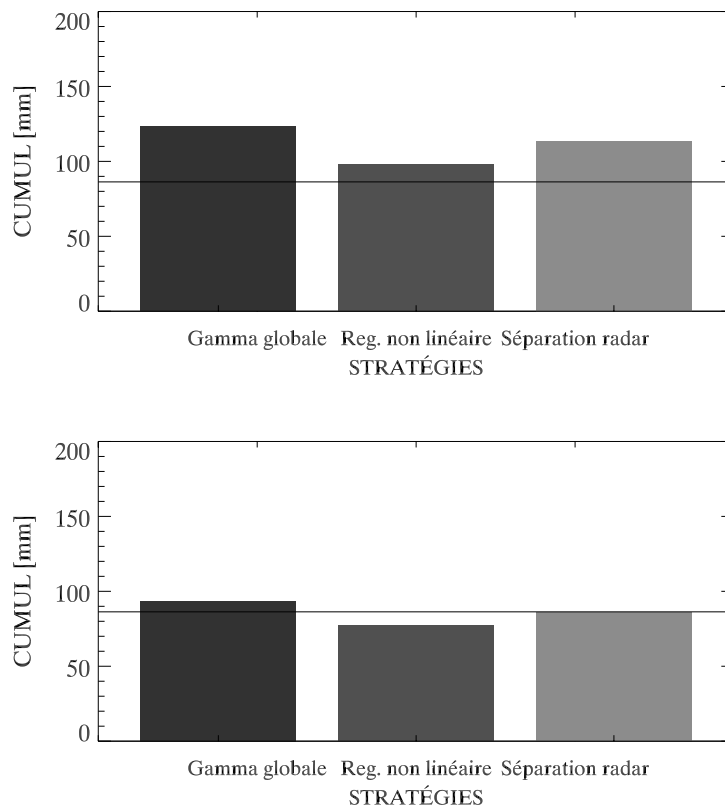


FIG. 9.2 – Reconstitution du cumul de pluie des zones 2,3,5 et 6 de l'évènement des 27 et 28 octobre 2004. En haut utilisation de la réflectivité radar optimisée par la stratégie DYN1 de la méthode TRADHY de l'OHMCV. En bas utilisation de la réflectivité calculée à l'aide des spectres de gouttes. Le trait continu noir représente la mesure du cumul de pluie réalisée par le disdromètre.

relations	Z-R séparées	Z-R gamma	Z-R reg. non linéaire
Z-R	convectif : $Z=261.R^{1.42}$ non convectif : $Z=184.R^{1.49}$	globale $Z=184.R^{1.49}$	globale $Z=123.R^{1.77}$
R	0.50	0.52	0.55
Nash	0.21	0.23	0.15

TAB. 9.1 – Valeur du coefficient de corrélation et du coefficient de Nash entre la chronique de pluie mesurée par le disdromètre et la chronique radar issue de trois traitements Z-R différents. L'intervalle de temps de reconstitution correspond aux phases 2,3,5 et 6

disdrométrique. Il reste certes encore de forts écarts mais les travaux dans cette voie seront très certainement une clef pour une bonne estimation des pluies.

Deuxièmement la structure de l'évènement vu par le radar sur la verticale du site de mesure du disdromètre n'est pas optimale car nous nous plaçons à approximativement 60km du radar. Cette mauvaise définition de la structure et la faible extension verticale du nuage est certainement également une source d'erreur. En effet comme nous l'avons vu dans le chapitre 6, les méthodes TRADHy n'ont pas des qualités égales selon les évènements.

L'estimation d'une lame d'eau mesurée très localement par le disdromètre à partir d'une mesure radar en altitude s'avère être un challenge difficile. Or comme nous le voyons avec nos résultats il est difficile de conclure sur la bonne utilisation de ces relations pour le radar météorologique. Pour apporter une réponse à cette question nous testons dans une dernière section le couple de relations $Z=261.R^{1.42}$ et $Z=184.R^{1.49}$ pour un calcul de lame d'eau avec le logiciel TRADHy.

9.2 Application de relations Z-R issues de la granulométrie pour l'estimation des précipitations de l'expérimentation Bollène 2002

Les résultats de reconstitution de lame d'eau que nous avons présentés à la section précédente sont dépendants d'un seul point de mesure radar. Pour tester de manière plus globale les relations que nous avons déterminées par l'analyse granulométrique, nous avons testé les deux relations typées ($Z=261.R^{1.42}$ pour le convectif et $Z=184.R^{1.49}$ pour le reste) en les substituant aux relations NEXRAD de la méthode DYN3 présentée au chapitre 6. Nous noterons cette méthode DYN4 et nous rappelons dans le tableau 9.2 les caractéristiques.

Les figures suivantes représentent premièrement les coefficients de reconstitution pour l'ensemble de la saison 2002 (figure 9.3), puis pour chacun des cinq évènements de la base de données (figure 9.4) issus des traitements utilisant les PVR apparents moyens pour la correction PVR.

Dénomination	Traitement Echos fixes	Correction. du PVR	Relation Z-R
DYN4	Dynamique	PVR typés par pas de temps	Z-R différenciées calculées sur les Cévennes Convectif : $Z=261.R^{1.42}$ Autres : $Z=184.R^{1.49}$

TAB. 9.2 – Descriptif de la stratégie de reconstitution de lame d'eau radar DYN4.

Résultats globaux

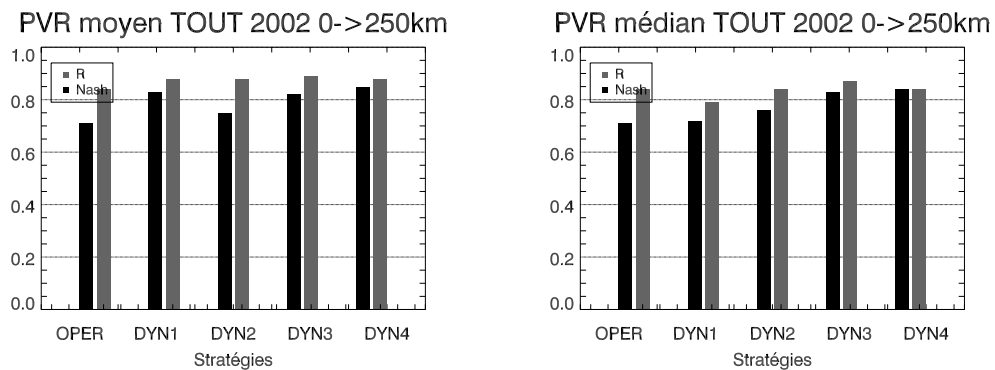


FIG. 9.3 – Évolution des stratégies de traitements radar selon les critères de Nash et du coefficient de détermination pour l'estimation de la pluie sur l'ensemble de la saison 2002.

Les résultats globaux sur l'ensemble de la saison font apparaître une petite supériorité de la méthode DYN4 pour l'utilisation d'une correction de PVR faite à partir des PVR apparents moyens. Pour les PVR médians, le calcul de Nash est un peu moins élevé que celui de la méthode DYN3, alors que la valeur du coefficient de détermination est inchangée.

Résultats par évènements

L'utilisation de la méthode DYN4 avec les PVR apparents moyen pour la correction PVR est satisfaisante. En effet en terme de coefficient de Nash les résultats sont à chaque fois améliorés par rapport à tout le reste des stratégies lorsque l'on regarde le pas de temps événementiel. Ceci n'est pas tout à fait vrai au pas de temps horaire puisque nous ne sommes réellement meilleurs avec DYN4 que pour les évènements des 8-9 septembre et 24 novembre. Notons que cette méthode est la première à améliorer les calculs pour le 24 novembre 2002.

Pour le coefficient de détermination nous sommes toujours très proche des résultats de la méthode DYN3 et essentiellement inférieur à la méthode opérationnelle.

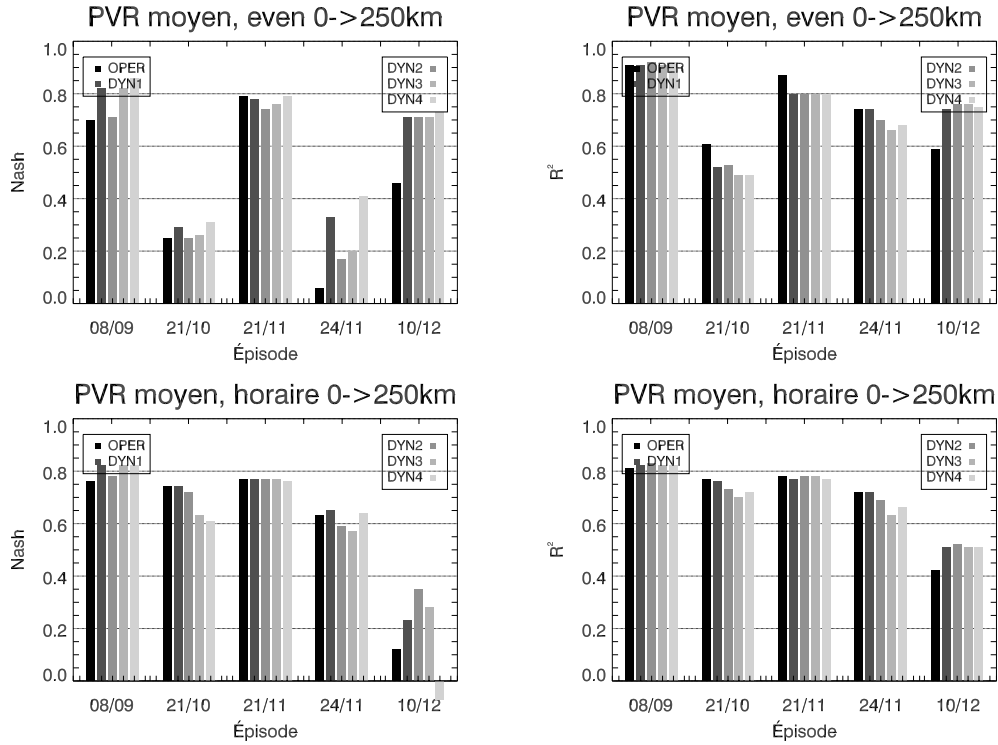


FIG. 9.4 – Évolution des coefficients de détermination et de Nash entre les stratégies OPER, DYN1, DYN2, DYN3 et DYN4 pour chacun des évènements de la base de données 2002. Le pas de temps de calcul est événementiel en haut et horaire en bas. La distance du radar sur laquelle les intensités de pluie sont comparées est de 0 à 250km. Les PVR utilisés pour la correction sont les PVR apparents moyens

9.3 Conclusion

La variation qu'apporte l'utilisation des relations Z-R issues de l'analyse granulométrique que nous avons menées à Alès en 2004 est positive sur les reconstitutions des pluies de l'automne 2002. En particulier si on compare ses résultats avec ceux obtenus en utilisant les relations NEXRAD nous voyons qu'il existe un fort intérêt à utiliser des relations mesurés sous la même latitude que les mesures radar. Néanmoins ces calculs de lames d'eau sont plus influencés par l'estimation de la réflectivité même et donc des méthodes de correction de PVR.

Chapitre 10

Conclusions et perspectives

10.1 Conclusions

Les travaux de ce mémoire ont porté sur la problématique de l'estimation des pluies par radar météorologique avec un intérêt particulier pour les précipitations intenses de la région Cévennes Vivarais.

Dans un premier temps nous avons présenté les différentes étapes de traitement de la donnée radar réalisée par le logiciel TRADHy développé au LTHE. Ce logiciel propose un contrôle de la stabilité de la mesure radar à l'aide des échos fixes, des traitements des échos fixes suivant deux méthodes (statique ou dynamique), la correction des cartes de réflectivités en altitude à l'aide du PVR et des traitements régionalisés suivant les types de pluie.

Ensuite les travaux spécifiques de cette thèse ont proposé un algorithme de séparation des types de pluies basé sur les travaux antérieurs de Steiner et al. (1995) pour les zones convectives et Sanchez-Diezma et al. (2000) pour les zones présentant une bande brillante.

Nous avons été rapidement convaincus de la nécessité de mieux prendre en compte les caractéristiques d'échantillonnage du radar dans les technique de séparation. Cela nous a amené à proposer une identification couplée des types de pluie et de leur structure verticale. Cette procédure nous semble constituer un apport vis-a-vis des travaux antérieurs en étendant en particulier la portée spatiale des détections des types de pluie.

Des cartes de précipitations régionalisées suivant ces types de pluie et les profils de réflectivité apparents associés à chaque famille (PVR apparents moyens et médians) sont calculés à chaque pas de temps et sont utilisés ensuite dans les stratégies de traitement TRADHy.

L'évaluation des résultats d'estimation de la lame d'eau est faite par rapport à des lames d'eau pluviométriques de références. Nous avons alors pu voir que la nature du profil de réflectivité employé pour réaliser la correction PVR avait une forte influence sur la qualité des résultats de reconstitution. L'utilisation de PVR médians peut provoquer de fortes erreurs à grande distance du radar contrairement à un PVR moyen.

De plus la forme de l'évènement et sa structure sont également des paramètres influents sur les sorties du logiciel. Un évènement à forte extension verticale tel que le 8-9 septembre 2002 est bien

estimé à l'aide du radar. Au contraire un évènement à faible extension peut prendre en défaut les traitements. La possession de l'imagerie couplée de deux radars permettrait alors de fournir une estimation de la pluie de qualité.

Globalement sur la saison 2002 les différentes méthodes employées par le logiciel TRADHy améliorent les reconstitutions de pluie par rapport à la méthode opérationnelle mise en place en 2002, notamment la méthode DYN1 qui permet un saut positif significatif. Les stratégies suivantes DYN2 et DYN3 permettent d'améliorer encore un peu mieux les résultats par rapport à DYN1. L'apport de la régionalisation est donc positif mais limité. Nous avons pu constater sur certains cas qu'il pouvait être contre-productif. Ceci nous fait dire que les performances du logiciel ne sont pas optimisées.

Dans une troisième partie, une analyse granulométrique menée durant l'automne 2004 à Alès a été également présentée. A l'aide des relevés de la distribution des gouttes de pluie réalisés par un disdromètre optique de type Parsivel nous avons pu tester plusieurs informations.

Premièrement nous avons caractérisé l'impact des différentes méthodes de calcul de la relation Z-R, montrant, par une méthode d'auto-consistance qu'il était plus robuste d'utiliser une méthode classique de régression non-linéaire sur les nuages de point réflectivité/intensité de pluie pour des calculs aux pas de temps de l'évènement et supérieurs. Les méthodes s'appuyant sur le calage de la DSD sont très influencées par la variabilité de la granulométrie à ces pas de temps.

A pas de temps plus fin, nous avons montré que caler des DSD sur des familles de pas de temps rencontrant les mêmes caractéristiques microphysiques permettait un calcul meilleur des lames d'eau avec notamment moins de phénomènes de compensation d'erreurs. Nous avons montré qu'il était très important de bien caractériser les phases de granulométrie homogène et qu'un découpage plus aléatoire des événements n'apportait pas d'amélioration au calcul de lame d'eau.

La mise en relation de la mesure radar volumétrique du radar de Bollène avec les relevés du disdromètre ont permis la comparaison des résultats de l'algorithme de séparation des types de pluie ASV avec le découpage réalisé à l'aide des seuls moments de la distribution granulométrique.

Cette comparaison a montré que les grands changements de granulométrie étaient repérables à l'aide de l'imagerie radar. Mais il n'est pas possible pour l'instant d'en déduire toute la finesse que l'on peut voir à travers les mesures au sol.

Des relations Z-R spécifiques ont pu néanmoins être calculées, dont une relation Z-R convective ($Z=261.R^{1.42}$) déduite des phases dites convectives au sens de l'algorithme ASV à partir du calcul de la DSD caractéristiques de ces pas de temps. Cette relation est très proche de la relation convective du réseau NEXRAD que nous avons utilisé dans la stratégie DYN3. Nous

avons également proposé un traitement régionalisé en prenant deux relations dont la relation convective et une relation globale issue de l'analyse sur l'ensemble de la saison 2004, $Z=184.R^{1.49}$

Cette combinaison de deux relations à été testée dans une dernière méthode du logiciel TRADHy que nous avons dénommé DYN4. Celle-ci montre des résultats légèrement meilleurs que lors de l'utilisation des relations issues du programme NEXRAD.

10.2 Perspectives :

Une nouvelle méthode d'estimation de Profils de réflectivités moyens désinfluencés des effets d'échantillonnage du radar est actuellement en cours d'élaboration (Thèse Kirstteter prvue en 2007) et va venir remplacer la prise en compte des PVR apparents moyens. Cette méthode proposera des PVRs ayant des gradients de réflectivité plus marqués. De plus des recherches de PVR inversés sur une grille divisant la région OHMCV pourra permettre d'augmenter le caractère régional de cette méthode et proposer des corrections plus robuste.

Nous pensons également que l'algorithme de détection de la bande brillante pourrait encore être amélioré en autorisant plusieurs hauteurs de bande brillante suivant la région du nuage.

Il semble également très important de rendre la séparation des types de pluies et des PVR plus robuste en imposant des euils sur le nombre de données prises en compte et en définissant des profils de correction par défaut en cas d'information jugée insuffisante. Une autre voie importante concerne la généralisation de TRADHy au cas de plusieurs radars. A ce titre, le cas des radars de Nimes et Bollène sera très intéressant à analyser

L'expérimentation granulométrique des pluies se poursuit actuellement avec la mise en place pour l'automne 2006 d'un nouveau Parsivel à l'Ecole des Mines d'Alès. Celle-ci est toujours couplée aux mesures volumétriques des radars de Météo-France de Nîmes et Bollène. La distinction des granulométries typées par la mesure radar telle que nous l'avons présentée dans la deuxième partie va se poursuivre afin d'augmenter la base de données conjointes DSD/radar. Celle-ci permettra d'étudier plus précisément les phénomènes de pluies extrêmes.

En attendant la période de mesure intensive programmée pour les années 2010-2013 (campagne HyMEX, <http://www.cnrm.meteo.fr/hymex/>), l'OHMCV continue de développer son système de mesures sur le terrain.

Références

- Amitai E.** (2000). Systematic variation of observed radar reflectivity-rainfall rate relations in the tropics. *Journal of Applied Meteorology* **39**, pp. 2198–2208.
- Andrieu H. et J. D. Creutin** (1995). Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. part1 : formulation. *Journal of Applied Meteorology* **34**, pp. 225–239.
- Andrieu H., J. D. Creutin, G. Delrieu et D. Faure** (1997). Use of weather radar for the hydrology of mountainous area. part1 : Radar measurement interpretation. *Journal of Hydrology* **193**, pp. 1–25.
- Andrieu H., J. D. Creutin et D. Faure** (1997). Use of weather radar for the hydrology of mountainous area. part2 : Radar measurement validation. *Journal of Hydrology* **193**, pp. 26–44.
- Andrieu H., G. Delrieu et J. D. Creutin** (1995). Identification of vertical profiles of radar reflectivity for hydrological applications using an inverse method. part2 : Sensitivity analysis and case study. *Journal of Applied Meteorology* **34**, pp. 240–259.
- Atlas D. et C. W. Ulbrich** (1977). Path - and area - integrated rainfall measurement by microwave attenuation in the 1-3 cm band. *Journal of Applied Meteorology* **16**, pp. 1322–1331.
- Atlas D., C. W. Ulbrich, F. Marks, E. Amitai et C. R. Williams** (1999). Systematic variation of drop size and radar-rainfall relations. *Journal of Geophysical Research* **104**, pp. 6155–6170.
- Beard K. V.** (1977). Terminal velocity adjustment for cloud and precipitation drops aloft. *Journal of the Atmospheric Sciences* **34**, pp. 1293–1298.
- Berne A.** (2002). *Precipitations Méditerranéennes Intenses en Milieu Urbain : Interprétation Physique et Analyse Statistique de Mesures à Fines Echelles Spatio-Temporelles, Impact de la Variabilité Spatiale sur la Réponse de Bassins Versants*. Ph. D. thesis, Univ. J.Fourier, Grenoble.
- Berne A., G. Delrieu, H. Andrieu et J. D. Creutin** (2004). Influence of the vertical profile of reflectivity on radar-estimated rain rates at short time steps. *Journal of Hydrometeorology* **5**(2), pp. 296–310.
- Berne A. et R. Uijlenhoet** (2005). A stochastic model of range profiles of raindrop size distributions : Application to radar attenuation correction. *Geophysical Research Letters*. **32**.
- Blanchard D. C.** (1953). Raindrop size-distribution in hawaiian rains. *Journal of the Atmospheric Sciences* **10**, pp. 457–473.

- Boudevillain B., G. Delrieu, B. Chapon, P. Kirstteter et J. Nicol** (in preparation). Bollène 2002 experiment : radar quantitative estimation in the cévennes-vivarais region, france. part 2 : Implementation and evaluation of several processing strategies. *Journal of Hydrometeorology*.
- Burlaud C.** (2000). Utilisation de la polarisation radar pour la mesure de pluie. Technical report, Université Pierre et Marie Curie, Département of Atmospheric and Oceanic Sciences.
- Campos E. F.** (1999). On measurement of drop size distribution. *Topicos Meteorologicos y oceanograficos* **6**(1), pp. 24–30.
- Cerro C., B. Codina, J. Bech et J. Lorente** (1997). Modeling raindrop size distribution and Z(R) relations in the western mediterranean area. *Journal of Applied Meteorology* **36**, pp. 1470–1479.
- Chandrasekar V. et V. N. Bringi** (1987). Simulation of radar reflectivity and surface measurement of rainfall. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **4**, pp. 464–478.
- Churchill D. D. et R. A. J. Houze** (1984). Development and structure of winter monsoon cloud cluster on 10 december 1978. *Journal of the Atmospheric Sciences* **41**(6), pp. 933–960.
- Da silva Moraes M. C.** (2005). Z-r relationship for weather radar in the eastern coast of northeastern brazil. *Geophysical Research Letters*.
- Delrieu G.** (1986). *Évaluation d'un radar météorologique pour la mesure des précipitations : validation et étalonnage par technique géostatistique ; application au bassin parisien*. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble.
- Delrieu G., H. Andrieu et J. D. Creutin** (2000). Quantification of path-integrated attenuation for x- and c-band weather radar system operating in mediterranean heavy rainfall. *Journal of Applied Meteorology* **39**, pp. 840–850.
- Delrieu G., S. Caoudal et J. D. Creutin** (1997). Feasibility of using mountain return for the correction of ground-based x-band weather radar data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **14**, pp. 368–385.
- Delrieu G., J. D. Creutin et A. H.** (1995). Simulation of radar mountain returns using a digitized terrain model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **12**, pp. 1038–1049.
- Delrieu G., J. D. Creutin et I. Saint-Andre** (1991). Mean k-r relationships : Practical results for typical weather radar wavelengths. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **8**, pp. 467–476.
- Delrieu G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payraastre, P. E. Yates, E. and Kirstetter, H. Andrieu, P. A. Ayrat, C. Bouvier, J. D. Creutin, M. Livet, S. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. Parent-du-Châtelet, G. M. Saulnier, A. Walpersdorf et W. Wobrock** (2005). The catastrophic flash-flood event of 8-9 september 2002 in the gard region, france : A first case study for the cevennes-vivarais mediterranean hydrometeorological observatory. *Journal of Hydrometeorology* **6**, pp. 34–52.
- Do Khac K., F. Zanghi et P. Tabary.** Radar-disdrometer comparison. In *Proceeding of ERAD (2004)*, pp. 272–277.
- Franco M., D. Sempere-Torres, R. Sanchez-Diezma et H. Andrieu** (2002). A methodology to identify the vertical profile of reflectivity from radar scans and to estimate the rainrate at ground at different distances. *Proceedings of ERAD*, pp. 299–304.

- Fujiwara M.** (1965). Raindrop-size distribution from individual storms. *Journal of the Atmospheric Sciences* **22**, pp. 585–591.
- Gamache J. F. et R. A. J. Houze** (1982). Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. *Mon. Weather Revue* **110**, pp. 118–135.
- Germann U. et J. Joss** (2002). Mesobeta Profiles to Extrapolate Radar Precipitation Measurements above the Alps to the Ground Level. *Journal of Applied Meteorology* **41**, pp. 542–557.
- Habib E., F. Krajewski et A. Kruger** (2001). Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements. *Journal of Hydrologic Engineering*, pp. 159–166.
- Hashimoto A. et T. Harimaya** (2003). Characteristics of the variation of raindrop size distribution in baiu season. *JMSJ* **81**, pp. 871–878.
- Hashimoto A. et T. Harimaya** (2005). Characteristics of raindrop size distribution dependent on the life stage of a convective precipitation cloud in the baiu season. *JMSJ* **83**, pp. 641–649.
- Houze R. A. J.** (1993). *Clouds Dynamics*, Volume 53. San Diego : Academic Press.
- Houze R. A. J.** (1997). Stratiform precipitation in regions of convection : A meteorological paradox ? *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Houze R. A. J. et E. N. Rappaport** (1984). Air motion and precipitation structure of an early summer squall line over the eastern tropical atlantic. *Journal of the Atmospheric Sciences* **41**(4), pp. 553–574.
- Huggel A., W. Schmid et A. Waldvogel** (1996). Raindrop size distributions and the radar bright band. *Journal of Applied Meteorology* **35**, pp. 1688–1702.
- Jameson A. R. et A. B. Kostinski** (2002). Spurious power-law relations among rainfall and radar parameters. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* **128**, pp. 2045–2058.
- Kirstteter P.** (Date prévue 2007). *Pluies intenses et crues-éclair en région Cévennes-Vivarais : observation des précipitations à l'échelle régionale à l'aide de deux radars météorologiques multi-sites*. Ph. D. thesis, Univ. J.Fourier, Grenoble.
- Kozu T. et K. Nakamura** (1991). Rainfall parameter estimation from dual-radar measurements combining reflectivity profile and path-integrated attenuation. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **8**, pp. 259–270.
- Kozu T., T. Shimomai, Z. Akramin, Marzuki, Y. Shibagaki et H. Hashiguchi** (2005). Intraseasonal variation of raindrop size distribution at koto tabang, west sumatra, indonesia. *Geophys. Res. Lett.* **32**.
- Le Bouar E., J. Testud et S. Y. Matrosov** (2002). Rainfall rate estimate from the rain profiling algorithm "zphi" applied to x-band polarimetric radar data. *Proceedings of ERAD*, pp. 238–242.
- Lee G.** (2001). *Errors in rain measurement by radar : Effect of variability of drop size distributions*. Ph. D. thesis, McGill University.
- Lee G. et I. Zawadzki**. Errors in rain measurement by radar due to the variability of drop size distribution. In *Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*.
- Lee G. et I. Zawadzki** (2005). Variability of drop size distributions : Time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation. *Journal of applied meteorology* **44**, pp. 241–255.

- Lee G., I. Zawadzki, W. Szyrmer, D. Sempere-Torres et R. Uijlenhoet (2003). A general approach to double-moment normalization of drop size distributions. *Journal of Applied Meteorology* **43**, pp. 264–281.
- Löffler-Mang M. et J. Joss (2000). An optical disdrometer for measuring size velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **17**, pp. 130–139.
- Maki M., T. D. Keenan, Y. Sasaki et K. Nakamura (2001). Characteristics of the raindrop size distribution in tropical continental squall lines observed in Darwin, Australia. *Journal of Applied Meteorology* **40**, pp. 1393–1412.
- Maki M., S. G. Park et V. N. Bringi (2005). Effect of natural variations in rain drop size distributions on rain rate estimators of 3 cm wavelength polarimetric radar. *JMSJ* **83**, pp. 871–893.
- Marshall J. S. et W. M. Palmer (1948). The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology* **5**, pp. 165–166.
- Nicol J., G. Delrieu, B. Chapon, B. Boudevillain et H. Andrieu (in preparation). Bollène 2002 experiment : radar rainfall estimation in the cévennes-vivarais region, france. part 1 : innovative identification procedures. *Journal of Hydrometeorology*.
- Nicol J., G. Delrieu et P. Roquain (2004). The use of pulse to pulse fluctuations for ground clutter elimination in convectional weather radar images for urban environment. *Non publié*.
- Ohtake T. (1970). Factors affecting the size distribution of raindrops and snowflakes. *Journal of the Atmospheric Sciences* **27**, pp. 804–813.
- Pellarin T., G. Delrieu, G. M. Saulnier, H. Andrieu, B. Vignal et J. D. Creutin (2002). Hydrologic visibility of weather radar systems operating in mountainous regions : case study for the ardèche catchment (france). *Journal of Hydrometeorology* **3**(5), pp. 539–555.
- Rogers R. R., I. Zawadzki et E. Gossard (1991). Variation with altitude of the drop-size distribution in steady light rain. *Quarterly Journal Of The Royal Meteorological Society* **117**, pp. 1341–1369.
- Rosenfeld D. et C. W. Ulbrich (2002). Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. *Radar and Atmospheric Science : A Collection of Essays in Honor of David Atlas, Meteorological Monographs* **52**, pp. 237–258.
- Roux F. (1991). *Les orages : Météorologie des grains, de la grêle et des éclairs*. (Edition Payot ed.).
- Salles C. (1995). *Analyse de la pluie au sol : Mesures par spectro-pluviomètre optique et méthodes statistiques d'analyse spectrale et de simulation numérique*. Ph. D. thesis, Univ. J. Fourier, Grenoble.
- Salles C., D. Sempere-Torres, R. Sanchez-Diezma et J. D. Creutin. Characterization of raindrop size distribution in mediterranean climate : analysis of the variations on the z-r relationship. *29th Int. Conf. On Radar Meteorology*,.
- Sanchez-Diezma R. (2001). *Optimizacion de la medida de lluvia por radar meteorologico para su aplicacion hidrológica*. Ph. D. thesis, Universitat Politecnica de Catalunya., Barcelona.
- Sanchez-Diezma R., I. Zawadzki et D. Sempere-Torres (2000). Identification of bright band through the analysis of volumetric radar data. *Journal of Geophysical Research* **105**, pp. 2225–2236.

- Sauvageo H.** (1982). *Radarmétéologie, télédétection active de l'atmosphère*. (Edition Eyrolles ed.).
- Sauvageot H. et J.-P. Lacaux** (1995). The shape of averaged drop size distributions. *Journal of Atmospheric Sciences* **52**, pp. 1070–1083.
- Sekhon R. S. et R. C. Srivastava** (1971). Doppler radar observations of drop-size distributions in a thunderstorm. *Journal of the Atmospheric Sciences* **28**, pp. 983–994.
- Sempere-Torres D., J. M. Porra et J. D. Creutin** (1994). A general formulation for raindrop size distribution. *Journal of Applied Meteorology* **33**, pp. 1494–1502.
- Sempere-Torres D., J. M. Porra et J. D. Creutin** (1998). Experimental evidence of a general description for raindrop size distribution properties. *Journal of Geophysical Research* **103D**, pp. 1785–1797.
- Sempere-Torres D., R. Sanchez-Diezma, I. Zawadzki et J. D. Creutin** (2000). Identification of stratiform and convective areas using radar data with application to the improvement of dsd analysis and z-r relations. *Physics and Chemistry of the Earth*.
- Sempere-Torres D., R. Sanchez Diezma, I. Zawadzki et J. D. Creutin** (1999). Identification following a pre-classification of rainfall type from radar analysis. *29th Conf. on Radar Meteorology*.
- Srivastava R. C.** (1988). On the scaling of equation governing the evolution of raindrop size distribution. *Journal of the Atmospheric Sciences* **45**, pp. 1091–1092.
- Steiner M.** (1991). A new relationship between mean Doppler velocity and differential reflectivity. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **8**, pp. 430–443.
- Steiner M., R. A. J. Houze et S. Yuter** (1995). Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *Journal of Applied Meteorology* **34**, pp. 1978–2007.
- Steiner M. et J. A. Smith** (2000). Reflectivity, rain rate, and kinetic energy flux relationships based on raindrop spectra. *Journal of Applied Meteorology* **39**(11), pp. 1923–1940.
- Steiner M., J. A. Smith et R. Uijlenhoet** (2004). A microphysical interpretation of radar reflectivity rain rate relationships. *Journal of Atmospheric Sciences* **61**, pp. 1114–1131.
- Stewart R. E., J. D. Marwitz, J. C. Pace et R. E. Carbone** (1984). Characteristics through the melting layer of stratiform clouds. *Journal of Atmospheric Sciences* **41**, pp. 3227–3237.
- Testud J., E. Le Bouar, E. Obligis et M. Ali-Mehenni** (2000). The rain profiling algorithm applied to polarimetric weather radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **17**, pp. 332–356.
- Testud J., S. Oury, R. Black, P. Amayenc et X. Dou** (2001). The concept of "normalized" distribution to describe raindrop spectra : a tool for cloud physics and cloud remote sensing. *Journal of Applied Meteorology* **40**, pp. 1118–1140.
- Tokay A., A. Kruger et W. F. Krajewski** (2001). Comparison of drop size distribution measurement by impact and optical disdrometer. *Journal of Applied Meteorology* **40**, pp. 2083–2097.
- Tokay A. et D. Short** (1996). Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform versus convective clouds. *Journal of Applied Meteorology* **35**, pp. 355–371.
- Tokay A., D. A. Short, C. R. Williams, W. L. Ecklund et K. S. Gage** (1999). Tropical rainfall associated with convective and stratiform clouds : intercomparison of disdrometer and profiler measurements. *Journal of Applied Meteorology* **38**, pp. 302–320.

- Uijlenhoet R.** (1999). *Parameterization of rainfall microstructure for radar meteorology and hydrology*. Ph. D. thesis, Wageningen University, The Netherlands.
- Uijlenhoet R.** (2001). Raindrop size distributions and radar reflectivity-rain rate relationships for radar hydrology. *Hydrology and Earth System Sciences*. **5**(4), pp. 615–627.
- Uijlenhoet R. et D. Sempere-Torres** (2006). Measurement and parameterization of rainfall microstructure. *Journal of Hydrology* **328**, pp. 1–7.
- Uijlenhoet R., J. A. Smith et M. Steiner** (2003). The microphysical structure of extreme precipitation as inferred from ground-based raindrop spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences* **60**(10), pp. 1220–1238.
- Uijlenhoet R., M. Steiner et J. A. Smith** (2003). Variability of raindrop size distribution in a squall line and implications for radar rainfall estimation. *Journal of Hydrometeorology* **4**(1), pp. 43–61.
- Ulbrich C. W.** (1983). Natural variations in the analytical form of the raindrop size distribution. *Journal of Climate and Applied Meteorology* **22**, pp. 1764–1775.
- Ulbrich C. W. et D. Atlas** (1998). Rainfall microphysics and radar properties : analysis methods for drop size spectra. *Journal of Applied Meteorology* **37**, pp. 912–923.
- Ulbrich C. W. et D. Atlas** (2002). On the separation of tropical convective and stratiform rains. *Journal of Applied Meteorology* **41**(2), pp. 188–195.
- Waldvogel A.** (1974). The n0 jump of raindrop spectra. *Journal of Atmospheric Sciences* **31**, pp. 1067–1078.
- Yuter, S. and Houze R. A. J.** (1997). Measurement of raindrop size distribution over the pacific warm pool and implications for z-r relations. *Journal of Applied Meteorology* **36**, pp. 847–867.
- Yuter S., L. B. Nance et M. Löffler-Mang** (2003). Surface-based in situ and vertically-pointing measurements of precipitation characteristics near and within the melting layer obtained at mckenzie bridge, oregon during improve ii. In *the 10th conference on Mesoscale Process*.
- Zawadzki I. et M. Antonio** (1988). Equilibrium raindrop size distribution in tropical rain. *Journal of the Atmospheric Sciences* **45**(22), pp. 3452–3459.
- Zawadzki I. et E. Monteiro** (1994). The development of drop size distribution in light rain. *Journal of the Atmospheric Sciences* **51**(8), pp. 1100–1113.

Annexe A

Développement de l'équation radar pour un volume de cibles ponctuelles.

La puissance rétrodiffusée par un volume de cible ponctuelle s'écrit en coordonnées sphériques :

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = C_1 \int_r \int_\theta \int_\phi W_0(r, \theta, \phi) \frac{A^2(r, \theta, \phi) \eta(r, \theta, \phi)}{r^4} r^2 \sin(\theta) dr d\theta d\phi \quad (\text{A.1})$$

En utilisant les fonctions de pondération 2.1 et 2.5, l'équation précédente devient :

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = C_1 \int_r \int_\theta \int_\phi W(r)^2 G_0^2 f^4(\theta, \phi) \frac{A^2(r, \theta, \phi) \eta(r, \theta, \phi)}{r^2} \sin(\theta) dr d\theta d\phi \quad (\text{A.2})$$

L'hypothèse suivant laquelle η est homogène dans le volume de résolution permet de réécrire l'équation A.2.

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = C_1 G_0^2 \eta(r_0, \theta_0, \phi_0) \int_r \int_\theta \int_\phi W(r)^2 f^4(\theta, \phi) \frac{A^2(r, \theta, \phi)}{r^2} \sin(\theta) dr d\theta d\phi \quad (\text{A.3})$$

Si r_0 est grand devant r_s (ce qui est vrai quand on est assez loin du radar), on peut considérer que $A(r, \theta, \phi)$ est peu différent de $A(r_0, \theta_0, \phi_0)$, on réécrit alors l'équation précédente.

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = C_1 G_0^2 \eta(r_0, \theta_0, \phi_0) \frac{A^2(r_0, \theta_0, \phi_0)}{r_0^2} \int_0^{r_0 + \frac{1}{2}r_s} |W(r)|^2 dr \int_0^\pi \int_0^{2\pi} f^4(\theta, \phi) \sin(\theta) d\theta d\phi \quad (\text{A.4})$$

Par définition, pour une impulsion de durée τ , L_r est le facteur de perte due à la limitation de la bande passante du receptrer tel que :

$$l_r = \frac{\frac{c\tau}{2}}{\int_0^\infty |W(r)|^2 dr} \quad (\text{A.5})$$

Toujours sous l'hypothèse que r_0 est grand, on peut approximer l'intégrale dépendante de r de l'équation précédente (Doviak et Zrnic 1993) par

$$\int_0^{r_0 + \frac{1}{2}r_s} |W(r)|^2 dr = \frac{c\tau}{2l_r} \quad (\text{A.6})$$

De plus le modèle gaussien donné pour la fonction de pondération angulaire $f^2(\theta, \phi)$ permet d'écrire que pour une ouverture du faisceau à 3dB :

$$\int_0^\pi \int_0^{2\pi} f^4(\theta, \phi) \sin(\theta) d\theta d\phi = \frac{\pi \psi_{3dB}^2}{8 \ln 2} \quad (\text{A.7})$$

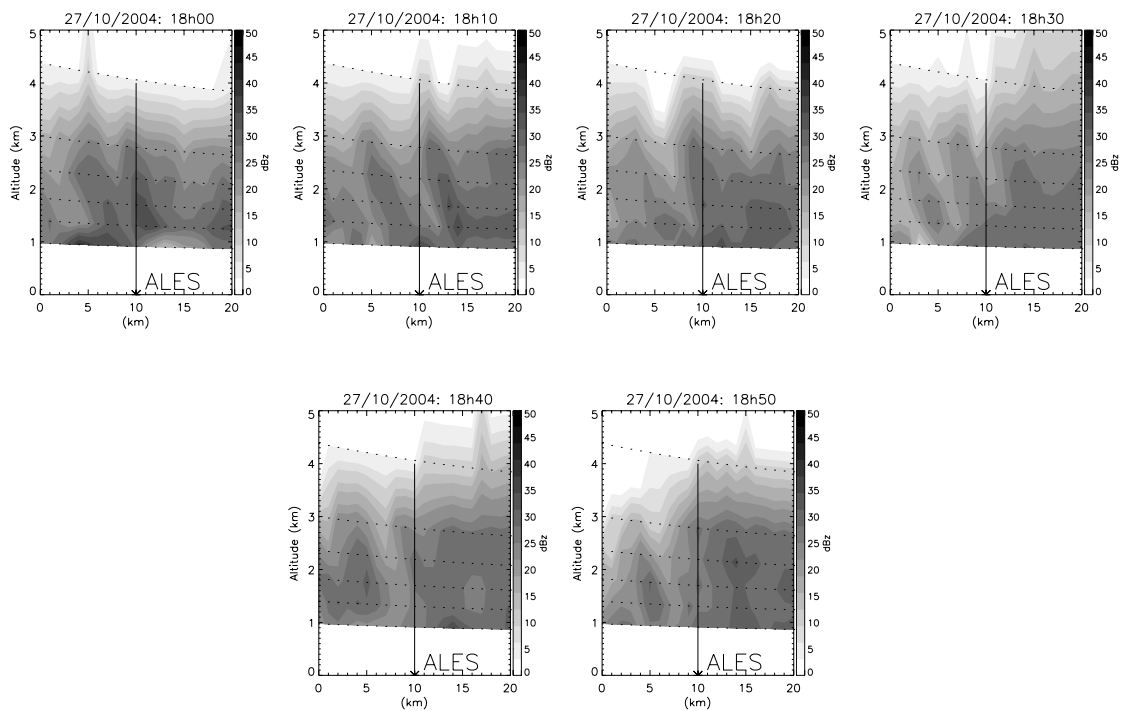
A l'aide des équations A.7, A.5, 2.8 on peut reformuler A.4 telle que :

$$P_r(r_0, \theta_0, \phi_0) = \frac{P_e G_0^2 \psi_{3dB}^2 A_{ar} c \tau \lambda^2}{1024 \pi^2 \ln 2 l_r} A^2(r_0, \theta_0, \phi_0) \frac{\eta(r_0, \theta_0, \phi_0)}{r_0^2} \quad (\text{A.8})$$

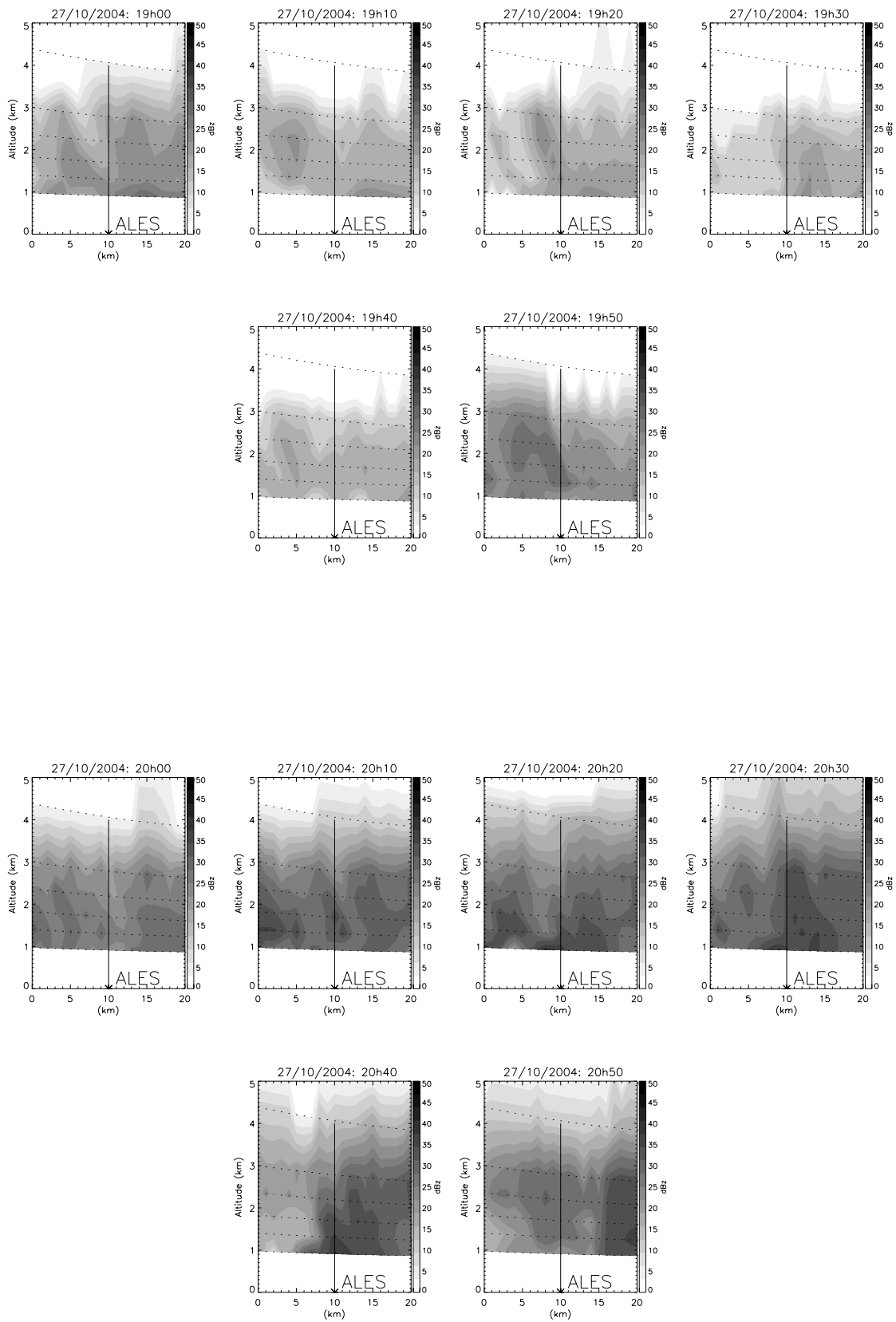
L'équation A.8 montre que l'on peut exprimer l'énergie mesurée par le radar par des facteurs internes au radar et d'un facteur liés aux hydrométéores $\eta(r_0, \theta_0, \phi_0)$. C'est cette spécificité qui est exploitée dans la mesure des pluies par radar météorologique.

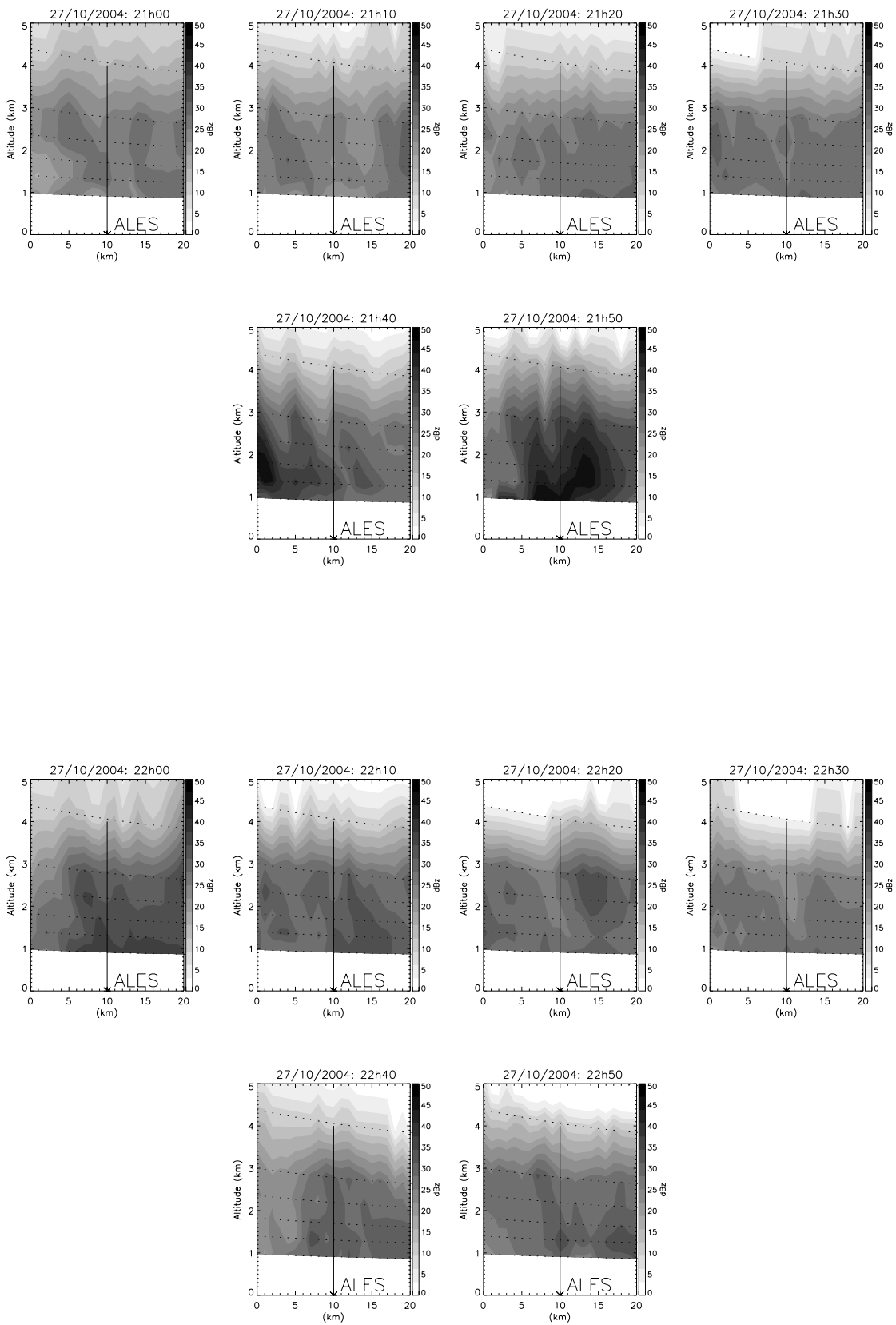
Annexe B

Coupe radar verticale de l'évènement du 27 et 28 Octobre 2004 au dessus de Alés



B. Coupe radar verticale de l'évènement du 27 et 28 Octobre 2004 au dessus de Alés





B. Coupe radar verticale de l'évènement du 27 et 28 Octobre 2004 au dessus de Alés

