



**ESTIMATION QUANTITATIVE DES
PRECIPITATIONS PAR RADAR
METEOROLOGIQUE: INFERENCE DE LA
STRUCTURE VERTICALE DES PLUIES,
MODELISATION DES ERREURS
RADAR-PLUVIOMETRES.**

P.E. Kirstetter

► **To cite this version:**

P.E. Kirstetter. ESTIMATION QUANTITATIVE DES PRECIPITATIONS PAR RADAR METEOROLOGIQUE: INFERENCE DE LA STRUCTURE VERTICALE DES PLUIES, MODELISATION DES ERREURS RADAR-PLUVIOMETRES.. Physique [physics]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2008. Français. NNT: . tel-00355957

HAL Id: tel-00355957

<https://theses.hal.science/tel-00355957>

Submitted on 26 Jan 2009

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

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

UNIVERSITE JOSEPH FOURIER

N° attribué par la bibliothèque

/ / / / / / / / / /

THESE

pour obtenir le titre de

DOCTEUR-INGENIEUR de l'UNIVERSITE JOSEPH FOURIER – GRENOBLE I

Spécialité : *Océan, Atmosphère, Hydrologie*

préparée au sein du

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

Pierre-Emmanuel KIRSTETTER

**Estimation quantitative des précipitations par radar météorologique :
inférence de la structure verticale des pluies, modélisation des erreurs
radar-pluviomètres.**

le 23 septembre 2008 devant le jury composé de :

Rapporteurs

M. Remko UIJLENHOET
M. Wolfram WOBROCK

Professeur, Wageningen (Pays-Bas)
Professeur UBP, Clermont-Ferrand II

Examineurs

M. Philippe BELLEUDY
M. Pierre TABARY
M. Guy DELRIEU
M. Hervé ANDRIEU

Professeur UJF, Grenoble I
Ingénieur en chef, Météo-France
Directeur de recherche CNRS, Grenoble
Chef de division, LCPC, Nantes

Remerciements

Une fois arrivé au terme de ce travail, la soutenance passée et la touche finale apportée au manuscrit, c'est avec un amusement certain que je repense au temps passé à essayer de faire comprendre à la pluie radar que ce serait vraiment bien qu'elle soit à peu près acceptable par rapport à ce qu'on mesure au sol... Les moments de doute qui ponctuent ce parcours sont cependant aussi ceux où on n'est pas seul.

Je remercie Jean-Dominique Creutin et Thierry Lebel, les deux directeurs successifs du Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, qui m'ont accueilli au sein de leur laboratoire et permis de préparer ma thèse dans les meilleures conditions.

Je souhaite ensuite exprimer ma gratitude à mes directeurs de thèse : Guy Delrieu, pour ses conseils et la patience qu'il a manifestés à mon égard, ainsi que pour m'avoir permis de séjourner à Nantes ; Hervé Andrieu pour m'avoir hébergé au Laboratoire Central des Ponts et Chaussées, puis pour m'avoir attentivement suivi à distance tout au long de ma thèse.

Je remercie Mrs Uijlenhoet, Wobrock et Tabary d'avoir accepté de faire partie du jury, d'avoir pris le temps de lire ce manuscrit avec attention et de s'être intéressé à ce travail. Encore merci à Philippe qui a été un formidable président du jury lors de ma soutenance.

Brice m'a souvent apporté son aide précieuse, sa chaleur humaine et sa gentillesse. Qu'il soit profondément remercié ici pour ses conseils, son soutien actif et ses encouragements stimulants.

Merci à Davide, merci à Laurent et à Renaud, mes colloques de bureau durant les tous derniers mois, pour leur bonne humeur communicative. Ils ont contribué à

considérablement alléger cette fin de thèse. Merci à l'ensemble des thésards avec qui, à la pause café, j'ai partagé les moments de doute et de succès qui ont fortement contribué à rendre ces années si enrichissantes. Je citerai aussi la fine équipe de Nantes qui a fait les beaux jours du LCPC en été 2005 (je les remercie !). Je citerai aussi les stagiaires avec qui j'ai eu la chance de travailler : Elodie et Farida (je les remercie). Leur travail m'a été utile et l'expérience que j'ai acquise auprès d'elles m'a beaucoup apporté. J'espère qu'elles aussi ont trouvé cette collaboration bénéfique et je leur souhaite bon vent pour la suite.

Merci aussi à l'ensemble des chercheurs qui m'ont volontiers accordé un peu de leur temps pour répondre à mes questions. Je pense en particulier à Christian, qui a toujours été un interlocuteur enthousiaste, et qui a fini par me remettre sur le chemin de la course à pied. Je pense aussi à Charles Obled pour ses conseils avisés en géostatistique, et pour m'avoir épaulé lors de la préparation de ma soutenance. Nos échanges dans le domaine de la bande dessinée ont constitué de très agréables digressions pendant la phase de rédaction du manuscrit.

Je tiens aussi à remercier Odette, Ghyslaine, et Martine pour leur aide indispensable dans les méandres administratives. Une mention particulière à Joseph pour son efficacité et sa maîtrise des arcanes relatives aux ordres de mission. Merci à Bruno, Wajdi et Patrick, qui m'ont sauvé plus d'une fois des problèmes informatiques insurmontables, et sans qui peu de choses se feraient !

Je ne me lancerai pas dans une énumération plus détaillée car j'ai essayé de remercier chacun personnellement et oralement. Un grand merci à tous ceux que j'aurais pu oublier ou que je n'ai pas eu l'occasion de voir avant de partir.

Je remercie mes parents pour m'avoir permis d'effectuer mes années d'études dans les meilleures conditions possibles.

Merci...

Abstract

Radar quantitative precipitation estimation: inference of the vertical profile of reflectivity, radar-raingauge error model.

The Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydrometeorological Observatory is a research initiative aimed at improving the rainfall observation. A number of innovative quantitative precipitation estimation (QPE) algorithms aimed at a space-time adaptive radar data processing were developed using the dataset of the Bollène 2002 Experiment. The last involved the operational weather radar of Bollène, which is part of the ARAMIS network.

Our contribution in the present thesis deals with the vertical heterogeneity of rainfall. We consider the vertical profile of reflectivity inversion method proposed by Andrieu et Creutin (1995). It is adapted to the case of time-varying geographical supports designed with preliminary rain typing.

Characterizing the error structure of radar quantitative precipitation estimates is recognized as a major issue. We assess the radar QPE with respect to reference rain estimates derived from rain gauge networks. A geostatistical framework is proposed for the establishment of such reference estimates. Assuming the residual between radar and reference value to be a random variable, we describe radar error by mean of probability distributions. The model consists in an additive random error, described by a random distribution. Some elements of space-time error structure are given.

A new approach to determine the vertical profile of reflectivity (VPR) is proposed. It is based on a simplified microphysics in synergy with radar observations to simulate the VPR. A physically-based model of reflectivity is coupled with the radar sampling model to describe a VPR with a reduced number of physical parameters. The new identified VPRs are thus less refined but more valid, since the microphysical model imposes a physically coherent frame which prevents the drawbacks of the statistical constraints met by the initial method to fit the VPR to the observations.

Keywords :

weather radar, rain typing, regionalization, radar quantitative precipitation estimation, vertical profile of reflectivity, sampling, variability, statistics, geostatistics, variogram, raingauges, estimates error, model, microphysics.

Table des matières

Abstract	i
Introduction générale	1
I Contexte de l'étude et cadre de travail	5
1 Contexte de l'étude	7
1.1 Introduction.....	7
1.2 La région Cévennes-Vivarais.....	7
1.3 Eléments de météorologie des épisodes cévenols.....	8
1.4 L'Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais	10
1.5 L'observation des précipitations par radar météorologique.....	11
1.6 Expériences Bollène 2002 et Alès 2004	16
1.7 Evènements étudiés.....	16
2 Traitements régionalisés et adaptatifs des données radar pour l'hydrologie : TRADHy	19
2.1 Introduction.....	20
2.2 L'expérience Bollène 2002	21
2.2.1 échantillonnage de l'atmosphère par le radar	21
2.2.2 données collectées.....	22
2.3 Stabilité du signal radar	24
2.3.1 principe de la méthode.....	24
2.3.2 mise en oeuvre	25
2.4 Domaine de détection	26
2.4.1 cartographie des effets du relief.....	27
2.4.2 identification dynamique des échos parasites	29
2.4.3 établissement du domaine	31
2.5 Séparation et traitement par type de pluie.....	33
2.5.1 les algorithmes existants	35
2.5.2 implémentation des deux algorithmes	36
2.6 Le Profil Vertical de Réflectivité.....	38
2.6.1 une source d'erreur physique et métrologique.....	38
2.6.2 définition du Profil Vertical de Réflectivité.....	41
2.6.3 démarche de traitement	43

5	Le Profil Vertical de Réflectivité Inverse	85
5.1	Introduction.....	85
5.2	Formulation classique de l'inversion de PVR	86
5.3	Implémentation de la méthode.....	90
5.3.1	choix du site de référence	90
5.3.2	calcul des rapports de réflectivité	91
5.3.2.1	formulation empirique du rapport de réflectivité moyen.....	92
5.3.2.2	bilan.....	93
5.3.3	caractérisation des rapports de réflectivité.....	93
5.4	Mise en œuvre de la méthode : exemple et analyse des limites.....	96
5.4.1	paramétrage de la méthode : choix de calcul	96
5.4.2	exemple : sensibilité de la méthode aux données	97
5.4.3	analyse des limites de la méthode dans le contexte de travail	99
5.5	Adaptation de la méthode au contexte de TRADHy	99
5.5.1	définition du cahier des charges et hypothèses de travail	100
5.5.2	analyse de la variabilité du rapport de réflectivité	100
5.5.3	définition d'un indice de confiance : le coefficient de variation	103
5.5.4	reformulation de la confiance sur les données du problème inverse	104
5.5.5	sélection des données strictement nécessaires et suffisantes	104
5.5.6	bilan.....	109
5.6	Mise en œuvre et résultats.....	109
5.6.1	inversion du PVR stratiforme le 9 septembre à 02h00 TU	109
5.6.2	PVRs identifiés à l'échelle de l'évènement	112
5.7	Validation.....	114
5.7.1	validation qualitative.....	114
5.7.2	validation quantitative.....	116
5.8	Conclusion	119

III Caractérisation de l'estimation quantitative des précipitations au sol par radar météorologique 121

6	Vers un modèle d'erreur pour la mesure des pluies par radar météorologique en région Cévennes-Vivarais	123
6.1	Introduction.....	123
6.2	La pluie de référence.....	126
6.2.1	contexte de travail et rappels.....	126
6.2.2	critique de données pluviométriques	130
6.2.3	spatialisation de la donnée pluviométrique et pluie de référence	133
6.2.4	choix des domaines de comparaison.....	136
6.2.5	conclusion	136

6.3	Le modèle d'erreur.....	137
6.3.1	comparaisons entre pluie de référence et pluie radar.....	138
6.3.2	mise en regard des résidus radar et de l'incertitude sur la pluie de référence	141
6.3.3	analyse des résidus radar.....	143
6.3.4	éléments de structure spatiale et temporelle des résidus radar	148
6.3.5	cartes de résidus moyens.....	150
6.4	Conclusion	151

IV Vers un traitement à base physique de l'hétérogénéité verticale des précipitations 153

7 Introduction à l'identification à base physique du Profil Vertical de Réflectivité 155

7.1	Introduction.....	155
7.2	Constat des limites de la méthode inverse	156
7.3	Proposition de renouvellement de la méthode	157
7.4	Représentation conceptuelle d'une colonne précipitante.....	158
7.4.1	schéma conceptuel d'une colonne précipitante.....	158
7.4.2	cas général : microphysique chaude et froide	159
7.4.3	cas particulier : microphysique chaude.....	160
7.4.4	cas particulier : cas très convectif	160
7.4.5	bilan.....	161
7.5	Grandeurs de travail et distribution granulométrique des gouttes	161
7.5.1	définition de la distribution granulométrique des hydrométéores	162
7.5.2	moments de la DGP	162
7.6	Paramétrisation et formalisme d'échelle de la DGP	166
7.6.1	définitions	166
7.6.2	contraintes d'autoconsistance	167
7.6.3	expression d'un moment de la DGP	167
7.6.4	relations entre variables intégrales de la pluie	168
7.6.5	formulations analytiques classiques de la DGP.....	168
7.6.6	synthèse.....	169
7.7	Conclusion	170

8 Un modèle de Profil Vertical de Réflectivité à base physique 171

8.1	Introduction.....	172
8.2	Définition générale du modèle.....	172
8.2.1	les hydrométéores de la colonne précipitante	173
8.2.2	calcul du facteur de réflectivité équivalent et du PVR	175
8.3	La zone supérieure : phase solide	176
8.3.1	composition.....	176
8.3.2	distribution granulométrique des particules.....	177
8.3.3	paramètres	177

8.4	La zone de mélange	178
8.4.1	composition.....	179
8.4.2	distribution granulométrique des particules.....	179
8.4.3	paramètres	179
8.5	La zone inférieure : phase liquide.....	180
8.5.1	composition.....	181
8.5.2	distribution granulométrique : deux paramétrages possibles.....	181
8.5.3	distribution granulométrique : hypothèses sur les paramètres d'échelle	182
8.6	Résumé du modèle et adaptation à l'identification de PVR	183
8.6.1	représentation d'un PVR physique	183
8.6.2	contrainte sur la norme du PVR physique	187
8.7	Formes autorisées de PVR.....	187
8.7.1	altitudes caractéristiques	188
8.7.2	composition des particules glacées ou mélangées	189
8.7.3	zone inférieure	190
8.7.4	souplesse de reproduction du PVR par le modèle	191
8.7.4.1	cas particulier : microphysique chaude.....	191
8.7.4.2	cas convectif.....	191
8.8	Conclusion	191
9	L'identification du Profil Vertical de Réflectivité à base physique	193
9.1	Introduction.....	193
9.2	Une nouvelle formulation du problème inverse.....	194
9.3	Implémentation de la méthode.....	196
9.3.1	la méthode inverse à base physique.....	196
9.3.2	choix de calcul	197
9.3.3	information a priori	197
9.3.4	mise en œuvre de l'algorithme.....	198
9.3.5	validation.....	199
9.4	Identification de la colonne atmosphérique par inversion du PVR physique en conditions contrôlées	199
9.4.1	conditions d'identification	200
9.4.2	résultats et commentaires.....	201
9.5	Identification du PVR physique par inversion des rapports de réflectivité en conditions contrôlées	204
9.5.1	conditions d'identification	204
9.5.2	résultats et commentaires.....	205
9.6	Identification du PVR physique par inversion des rapports de réflectivité en conditions réelles	208
9.6.1	identification physique du PVR sans préconditionnement des rapports.....	208
9.6.2	identification physique du PVR avec préconditionnement des rapports	212
9.7	Conclusion	216

10	Conclusions générales et perspectives	219
10.1	Conclusions.....	219
10.2	Perspectives.....	221
10.2.1	analyse de calcul du PVR apparent.....	221
10.2.2	modèle d'erreur de l'estimation des précipitations par radar.....	222
10.2.3	introduction de l'identification de PVR à base physique dans TRADHy	223
10.2.4	vers l'identification du PVR en stéréo-radar	224
10.2.5	emploi du formalisme d'échelle pour les mesures radar	224
	 Bibliographie	 227
	 Annexe 1 : La mesure des précipitations par radar météorologique	 237
	 Annexe 2 : Précipitations atmosphériques	 255
	 Annexe 3 : Compléments sur l'identification du PVR	 265
	 Annexe 4 : Calcul d'une valeur caractéristique de la variance d'estimation des précipitations par krigeage sur une maille radar contenant un pluviographe	 273

Introduction générale

Le relief cévenol est le théâtre de phénomènes météorologiques qui génèrent et intensifient les précipitations. A travers de petits bassins versants de montagne, la topographie accélère et concentre rapidement les eaux de pluie. La soudaineté, la violence des précipitations et la géographie locale conduisent souvent à des inondations. Leur impact est d'autant plus fort que la vulnérabilité des populations, des infrastructures, des réseaux et du milieu naturel est importante (Rivrain, 1997 ; Delrieu et al., 2005).

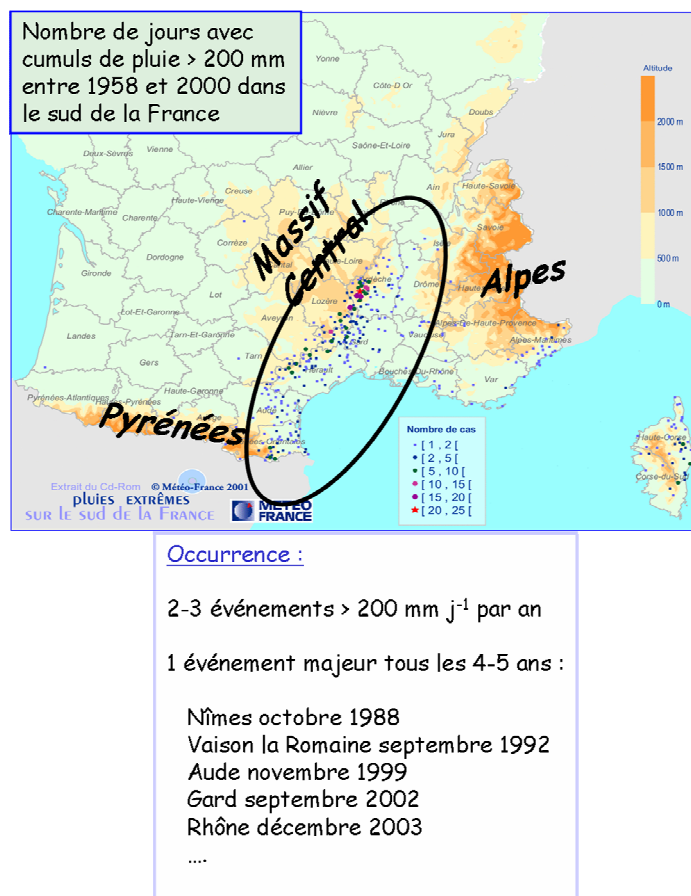


Figure 1 – pluies extrêmes sur le sud de la France : localisation et occurrence (source : Météo France).

Ces pluies se produisent lors de situations météorologiques bien typées à l'échelle synoptique (de l'ordre de la dizaine de milliers de kilomètres). Leur prévisibilité est cependant

très limitée à cause de la complexité des processus impliqués à fine échelle (de l'ordre de la dizaine de kilomètres).

Ce contexte motive une surveillance des précipitations pour modérer le risque dans la région cévenole. La localisation des zones pluvieuses intenses et la mesure précise des intensités sont des enjeux essentiels. Pourtant, les observations sont difficiles à acquérir. Compte tenu de la dynamique spatio-temporelle de la pluie, les réseaux de mesure au sol sont en général insuffisamment instrumentés et/ou peu adaptés à son suivi.

L'Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais (OHMCV) répond à cette nécessité par le suivi hydrométéorologique détaillé et durable sur un site pilote centré sur la région Cévennes-Vivarais.

Dans le cadre des expériences menées au sein de cet observatoire, le travail de thèse présenté dans ce mémoire est dédié au développement de l'observation des précipitations à l'échelle régionale utilisant le radar météorologique. Il s'organise autour des questions suivantes :

Quel impact peut avoir la structure verticale des précipitations cévenoles sur une estimation des précipitations au sol par radar ?

Comment caractériser les erreurs résiduelles après traitement de la mesure radar ?

Les éléments de réponse que nous apportons sont relatifs à trois objectifs complémentaires :

- l'estimation de la structure verticale des précipitations observée par radar ;
- une approche descriptive à base physique de cette structure verticale ;
- la proposition d'un modèle d'erreur pour l'estimation radar des précipitations au sol.

Le mémoire est divisé en 10 chapitres.

Une première partie présente le contexte d'étude :

- le chapitre 1 résume l'étude des précipitations cévenoles avec le radar météorologique dans le cadre des expériences menées par l'OHMCV ;
- à travers l'exemple des Traitements Régionalisés et Adaptatifs des Données radar pour l'Hydrologie (TRADHy), le chapitre 2 détaille les facteurs à prendre en compte pour une estimation quantitative des précipitations au sol.

Une deuxième partie se focalise sur notre première contribution à TRADHy :

- nous avons particulièrement étudié l'influence de l'hétérogénéité verticale des précipitations sur la mesure radar. Le chapitre 3 en pose la problématique ;
- le chapitre 4 propose une méthode d'estimation préliminaire de la structure verticale des précipitations ;
- le chapitre 5 propose une méthode affinée, traitant les effets d'échantillonnage du radar.

Une troisième partie est consacrée à la qualification des produits hydrologiques obtenus :

- caractériser les erreurs résiduelles à l'issue des traitements est une question importante. Elle est abordée dans le chapitre 6, par une combinaison des mesures directes des précipitations au sol et des estimations radar.

Une quatrième partie aborde une reformulation prospective du traitement de l'hétérogénéité verticale des précipitations :

- la méthodologie d'identification de la structure verticale des précipitations est limitée en terme de cohérence physique, alors qu'elle présente un fort potentiel pour l'amélioration des estimations de pluie. Le chapitre 7 annonce un renouvellement de l'approche ;
- le chapitre 8 présente un modèle à base physique employé dans le cadre de cette approche ;
- le chapitre 9 propose une nouvelle méthode d'identification à base physique de la structure verticale.

La dernière partie nous conduira à conclure sur ces travaux et à proposer des perspectives à ce travail.

Première partie

Contexte de l'étude et cadre de travail

Chapitre 1

Contexte de l'étude

Sommaire

1.1	Introduction	7
1.2	La région Cévennes-Vivarais	7
1.3	Eléments de météorologie des épisodes cévenols	8
1.4	L'Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais.....	10
1.5	L'observation des précipitations par radar météorologique	11
1.6	Expériences Bollène 2002 et Alès 2004.....	16
1.7	Evènements étudiés	16

1.1 Introduction

Cette étude porte sur les évènements pluvieux intenses qui affectent la région Cévennes-Vivarais. La figure 1 de l'introduction montre leur localisation très corrélée avec le relief et leur occurrence préférentielle en automne. Nous décrivons tout d'abord brièvement les caractéristiques géographiques et climatiques de la région, qui expliquent la formation des précipitations. Dans un deuxième temps, nous présentons l'OHMCV dans le contexte duquel s'inscrit ce travail, avant de donner des éléments sur la mesure des précipitations par radar météorologique. Les campagnes d'observation sur lesquelles s'appuient ces travaux sont enfin décrites.

1.2 La région Cévennes-Vivarais

La région s'étend sur la rive droite du Rhône, de la haute Ardèche jusqu'à la mer Méditerranée. Sa topographie est marquée au nord-ouest par les moyennes montagnes des Cévennes et du Vivarais, qui forment les contreforts sud-est du Massif Central. Ces reliefs se prolongent vers le sud-est en plaine avec un gradient altitudinal important, pour aboutir à la mer.

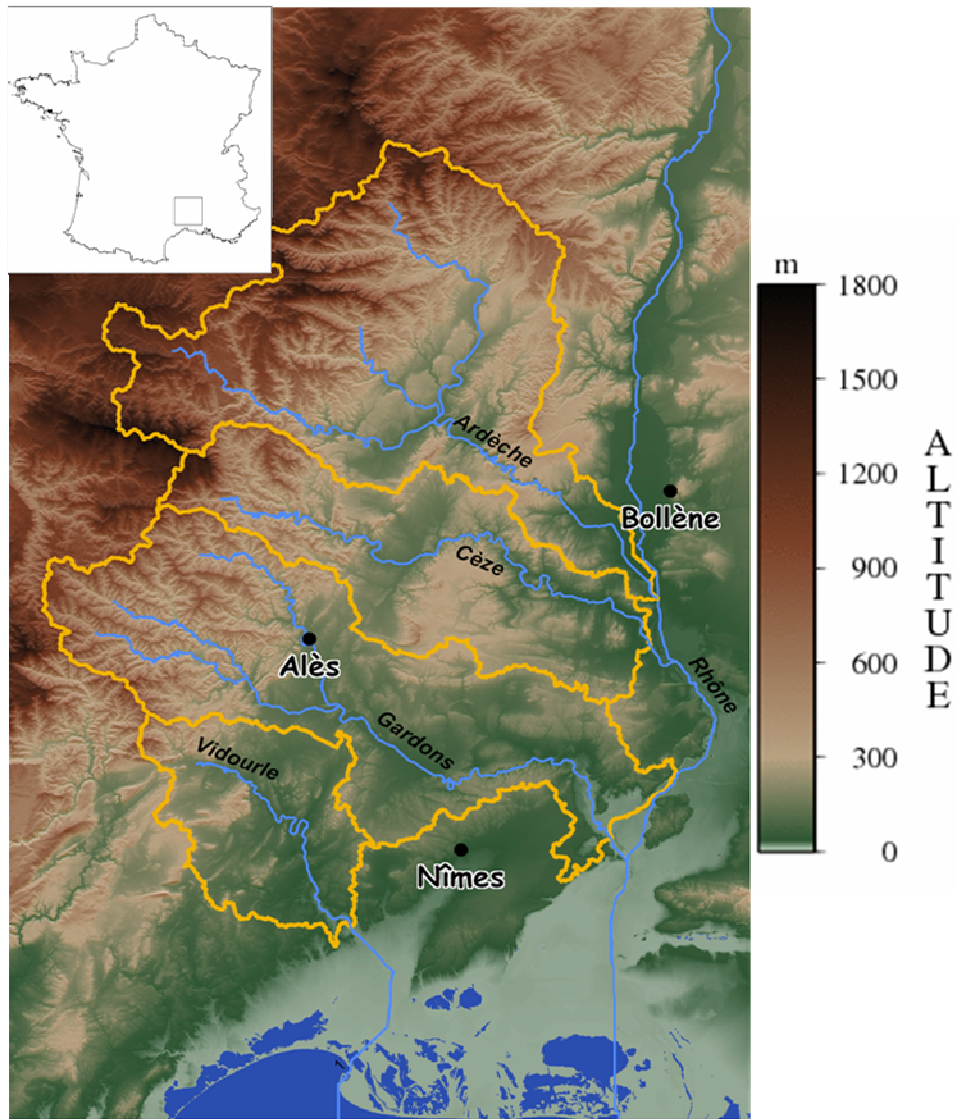


Figure 1.1 – la région Cévennes-Vivarais. Les principaux cours d'eau sont indiqués avec les contours de leur bassin versant.

L'influence méditerranéenne se traduit par des situations anticycloniques en été, des hivers plutôt secs et de soudaines et abondantes précipitations pendant les mois d'automne : ce sont les épisodes cévenols. Ces précipitations, souvent orageuses, aux intensités parfois très fortes, peuvent durer jusqu'à 36-48 heures. Le relief et ce climat engendrent un fort risque de crue-éclair pour la région.

1.3 Eléments de météorologie des épisodes cévenols

Si le terme d'évènement « Cévenol » est souvent utilisé pour désigner différents types d'intempéries, il correspond cependant à un mécanisme météorologique précis et particulier à

la région. Il désigne des pluies d'intensité moyenne mais de durée importante (plusieurs heures à plusieurs jours) causées par l'advection sur le continent des masses d'air humide en provenance de la Méditerranée.

Les pluies de la région Cévennes-Vivarais peuvent être reliées à une dynamique de grande échelle, dont les situations synoptiques sont relativement bien connues. Elles sont de deux types principaux :

- le passage d'une perturbation d'ouest, liée à un système dépressionnaire sur l'Islande (Miniscloux et al., 2001). Le déplacement du front froid est gêné par deux anticyclones, positionnés respectivement au dessus de la Russie et du nord de l'Afrique. En altitude, les vents viennent de l'ouest et l'ensemble du système se déplace lentement vers l'est. Il pleut abondamment sur les Cévennes jusqu'à l'arrivée du front froid ;
- la présence d'une zone de basse pression centrée sur le Golfe de Gascogne ou l'Espagne. Elle entraîne de puissants flux de secteur sud.

En automne, la mer Méditerranée constitue un réservoir d'énergie susceptible de générer des masses d'air chaud, humide et instable. Au niveau des basses couches de l'atmosphère, un flux de sud-sud-est peut se mettre en place sur le sud de la France et apporter de l'air depuis la Méditerranée vers les contreforts du Massif Central. Les courants venants du sud se heurtent à l'orographie. Advectées vers le continent, les masses d'air subissent une circulation complexe induite par le relief cévenol dans les basses couches. Elles libèrent alors leur humidité. Cela génère la formation de précipitations intenses au-dessus des reliefs et sur leurs pentes sud-est. Ces précipitations peuvent être à l'origine de cumuls importants sur les hauts bassins des Gardons, de la Cèze et du Vidourle.

Ces systèmes précipitants sont en grande partie causés par l'orographie qui force l'air Méditerranéen à s'élever. Les remontées d'air méditerranéen chaud et humide jouent également un rôle essentiel dans l'intensification des précipitations sur les Cévennes. Des mécanismes de convection importante (type système convectif de méso-échelle, voir annexe 2) sont susceptibles de se mettre en place et engendrer des intensités de pluie très fortes.

Les précipitations sur les Cévennes peuvent prendre trois formes différentes :

- lors du soulèvement des masses d'air par effet orographique, les précipitations associées sont localisées sur les reliefs ;

- lors de leur rejet en altitude lié au passage d'une perturbation (effet frontal). L'influence conjuguée du relief peut être à l'origine d'une structure complexe du champ pluvieux ;
- sous forme de zones pluvieuses localisées, déjà actives, advectées vers le nord par un flux de sud. Leurs dimensions sont variables de quelques kilomètres à plusieurs dizaines de kilomètres.

Ces trois mécanismes peuvent coexister ou se succéder au cours d'un même évènement pluvieux.

Les dégâts engendrés sont souvent d'extension spatiale bien plus large que les orages qui les engendrent. Compte-tenu (i) de la vulnérabilité des populations et des infrastructures dans cette région, (ii) des temps de réaction des bassins versants relativement courts (quelques heures), (iii) de la faible prévisibilité des évènements pluvieux, le suivi à fine échelle spatiale (de l'ordre du kilomètre) et temporelle (5 min.) offert le radar météorologique est essentiel.

1.4 L'Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivaraïs

L'Observatoire Hydro-Météorologique Méditerranéen Cévennes-Vivaraïs (<http://ltheln21.hmg.inpg.fr/OHM-CV/index.php>) est un Observatoire de Recherche en Environnement (ORE) consacré à l'étude des pluies intenses et des crues-éclair en région méditerranéenne. Il vise à améliorer les connaissances et la capacité de prévision du risque associé sur une fenêtre géographique de 160×210 km² (figure 1.2). En lien avec des organismes opérationnels et de recherche, il fédère de nombreuses disciplines (météorologie, hydrologie, géophysique, géographie, mathématiques appliquées, socio-économie, ...).

L'observatoire favorise le développement de techniques d'observation hydrométéorologique. Des actions de recherche instrumentale sont poursuivies (météorologie GPS, hydrologie radar, mesure des débits par télédétection locale, disdrométrie, étude des karsts, infiltration de l'eau de pluie dans les sols...). Il s'agit aussi de développer et valider des modèles météorologiques et hydrologiques.

Le domaine est instrumenté avec trois radars météorologiques à Nîmes, Bollène et Sembadel (réseau ARAMIS de Météo France) et un réseau limnimétrique (40 à 50 postes en provenance des Services de Prévision des Crues). Les données pluviométriques horaires et quotidiennes des services opérationnels (Météo-France, Service de Prévision des Crues du Grand Delta, EDF/DTG) sont collectées et mises en forme au LTHE depuis l'an 2000. Sur la

fenêtre d'étude qui couvre les principaux bassins cévenols (Doux, Cance, Eyrieux, Ardèche, Cèze, Gardon et Vidourle), on dispose ainsi des données d'environ 500 pluviomètres au pas de temps quotidien et de 150 pluviographes au pas de temps horaire. Ramené à la surface de la fenêtre, cela correspond à des densités moyennes d'un appareil pour 64 km² au pas de temps quotidien et d'un pluviographe pour 210 km² (figure 1.2). Des efforts importants sont consacrés à la collecte, la mise en forme, la critique et l'analyse afin de constituer une base de données et des archives.

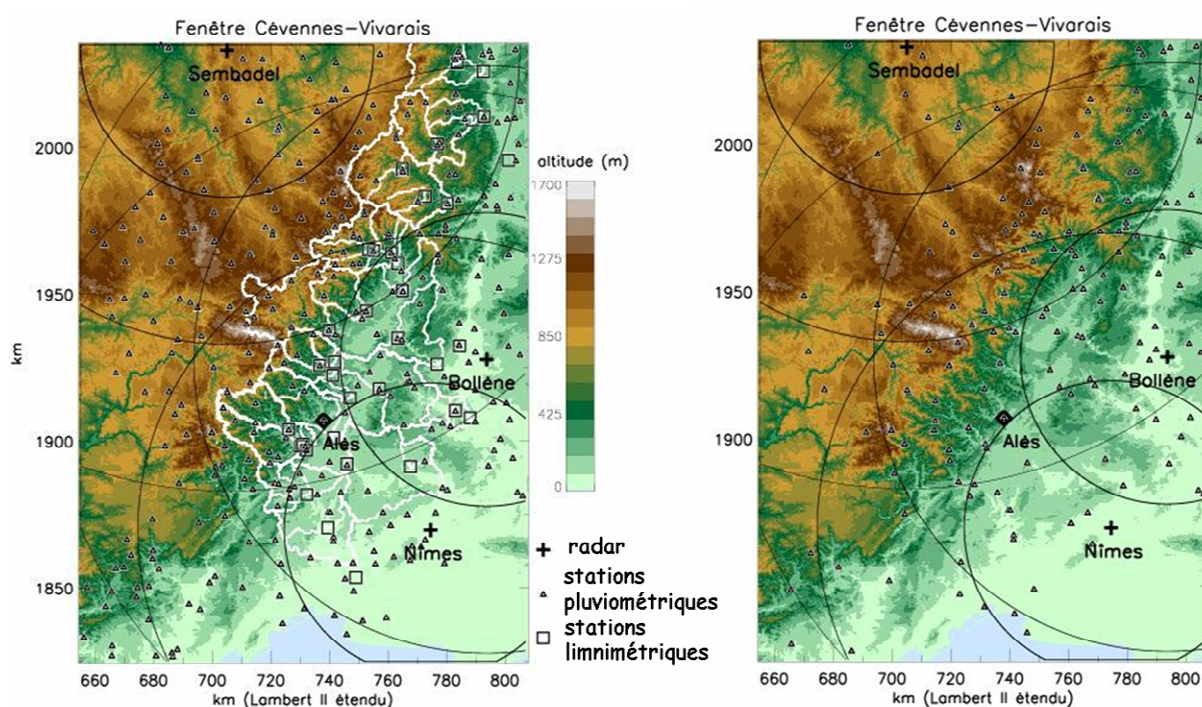


Figure 1.2 – fenêtre d'observation de l'OHM-CV. Les réseaux de pluviomètres (pas de temps journalier, à gauche), de pluviographes (pas de temps horaire, à droite) et de mesure de débits disponibles sont superposés au relief de la région Cévennes-Vivarais. La localisation des radars de Bollène et de Nîmes est également indiquée, avec des marqueurs de distance espacés de 50 km. Les contours des principaux bassins versants de la région sont indiqués en blanc.

1.5 L'observation des précipitations par radar météorologique

La métrologie des précipitations a pour objet la mesure d'une hauteur précipitée pendant un intervalle de temps, dans le but de caractériser une intensité moyenne R sur l'intervalle de temps considéré. L'estimation quantitative des précipitations privilégie l'utilisation du pluviomètre et du radar.

Nous ne reprenons pas ici en détail la théorie d'estimation des précipitations par radar (acronyme de Radio Detection And Ranging). Des compléments d'information sont fournis dans l'annexe A1.

Le radar est un système qui utilise les ondes radio pour détecter et localiser une cible (figure 1.3). Son antenne émet un rayonnement dans un faisceau aussi fin que possible, sous forme de trains d'onde à une fréquence donnée (typiquement entre 1.6 et 4 GHz pour un radar opérant en bande de fréquence S).

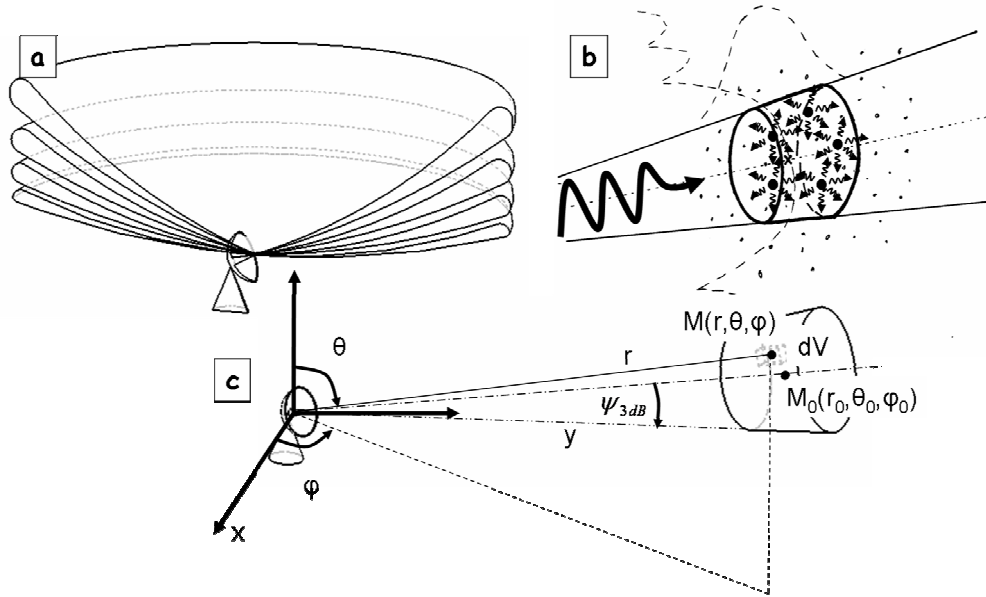


Figure 1.3 – (a) émission d'une onde et échantillonnage de l'atmosphère par le radar pour différents angles de site (ou angles d'élévation $\frac{\pi}{2} - \theta$). La courbure du faisceau dépend du rayon de la Terre et de l'indice de réfraction de l'air. Une vue panoramique à angle de site constant est appelée PPI (acronyme de Plan Position Indicator). Un balayage volumique consiste à multiplier les angles de site. Le radar ausculte alors l'atmosphère avec un mode d'exploitation qui permet de réaliser, à une distance donnée, plusieurs mesures à des altitudes différentes. (b) rayonnement incident et diffusion de l'onde par la cible (une population d'hydrométéores) contenue dans le volume de résolution centré en $M_0(r_0, \theta_0, \varphi_0)$. (c) volume élémentaire (en pointillé) contenu dans le volume de résolution, dans un référentiel sphérique centré sur le radar (le volume élémentaire est de dimension caractéristique 1 m^3).

La propagation des ondes électromagnétiques est affectée par tout changement significatif des propriétés diélectriques du milieu traversé. L'interaction entre l'onde et la cible provoque l'absorption, la transmission (et l'atténuation) de l'onde dans la direction incidente, ainsi que

sa diffusion dans toutes les directions, en particulier vers le radar. La cible du radar météorologique est constituée de diffuseurs multiples répartis dans l'atmosphère : les hydrométéores. La quantité d'énergie absorbée et diffusée par un hydrométéore dépend de ses propriétés diélectriques et du rapport entre sa taille et la longueur d'onde utilisée. Ces phénomènes sont décrits par la solution aux équations de Maxwell proposée par Mie (1908). Cette solution admet une approximation proposée par Rayleigh (1871). L'analyse du signal rétrodiffusé et reçu par le radar permet de localiser et caractériser les particules précipitantes.

On considère les hydrométéores dans un volume appelé volume élémentaire. Ce dernier est grand devant la taille des particules et permet de définir des grandeurs intégrales de la distribution des hydrométéores comme le facteur de réflectivité (défini ci-après). La mesure effectuée est la résultante des signaux rétrodiffusés par les hydrométéores présents dans le volume sondé par le radar. Grand devant le volume élémentaire, il est fonction de la répartition de puissance dans le faisceau, et correspond aux régions de l'atmosphère recevant le plus d'énergie. Si on veut définir correctement la résolution spatiale de la mesure radar, il est nécessaire de connaître le volume de résolution. Or ce dernier est variable selon la distance au radar. Il est notamment dépendant de l'angle d'ouverture du faisceau (exprimé en degrés) pour lequel la puissance est deux fois moindre par rapport à l'axe ($10\log(1/2) \sim -3$) ; cet angle est noté ψ_{3dB} et appelé ouverture du faisceau à -3dB.

Nous donnons dans le tableau 1.1 des ordres de grandeurs de l'altitude d'échantillonnage et du volume de résolution en fonction de la distance pour le radar de Bollène. Ils sont relatifs à quelques uns des angles de sites de son protocole de balayage en 2002. Le radar de Bollène a un angle d'ouverture du faisceau à -3dB de 1.28° et une durée d'impulsion (durée du train d'ondes) de $2 \mu s$ (soit une porte d'environ 600 m).

Distance (km)	Angle de site = 1.2° altitude (km)	Angle de site = 4.8° altitude (km)	Angle de site = 13.9° altitude (km)	Intervalle d'altitude (km)	Volume (m^3)
20	0.4	1.7	5.0	0.4	75.10^6
40	0.9	3.5	10.0	0.9	382.10^6
60	1.5	5.3	15.1	1.3	796.10^6
80	2.1	7.1	20.2	1.8	1527.10^6
100	2.7	9.0	25.4	2.2	2281.10^6
120	3.4	10.9	30.6	2.7	3435.10^6
140	4.1	12.9	35.9	3.1	4529.10^6

Tableau 1.1 – altitude du centre du volume de résolution, intervalle d'altitude d'échantillonnage et volume de résolution en fonction de la distance

Le volume de résolution du radar a des dimensions hectométriques, voire kilométriques. Si la mesure intégrée est souvent associée aux coordonnées du centre $M_0(r_0, \theta_0, \varphi_0)$, les dimensions du volume de résolution sont telles qu'elles ne peuvent souvent être négligées dans les traitements de l'information radar.

La puissance rétrodiffusée et mesurée permet de déduire la grandeur qui caractérise les hydrométéores : la réflectivité. Sous l'hypothèse d'un rayonnement isotrope, la section efficace de rétrodiffusion σ_r décrit le comportement ondulatoire des diffuseurs illuminés. C'est la surface apparente d'interception du signal radar qui, si rétrodiffusé isotropiquement, renverrait au récepteur une puissance identique à la contribution de l'hydrométéore réel. Elle caractérise la capacité de la cible à rétrodiffuser l'onde vers le radar. La réflectivité radar η est une densité volumique de section efficace (exprimée en $[m^{-1}]$). C'est ce terme qui contient l'information d'intérêt hydrométéorologique. Il est relié au facteur de réflectivité qui est le moment d'ordre 6 de la granulométrie (section 7.5.2 et équation 7.11).

L'équation radar met en relation la puissance reçue par le radar P_r et la réflectivité des hydrométéores illuminés dans le volume de mesure.

$$P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \int_{V_{mesure}} C_1 W_0(r, \theta, \varphi) \frac{A^2(r, \theta, \varphi) \eta(r, \theta, \varphi)}{r^4} dV \quad (1.1)$$

C_1 est une constante relative aux caractéristiques du radar, W_0 est la fonction de pondération d'énergie dans le volume de résolution et A est le facteur d'interception (masque, atténuation) du signal sur le trajet radar-cible.

La grandeur d'intérêt est isolée sous certaines hypothèses visant à distinguer les caractéristiques de l'appareil et du milieu sondé : (i) η et A sont supposés homogènes dans le volume sondé (cela peut ne pas être vérifié en cas de masque), (ii) toutes les particules illuminées sont supposées en phase liquide, (iii) plus généralement, le signal rétrodiffusé est supposé provenir de particules précipitantes. On obtient ainsi le facteur de réflectivité radar équivalent Z_e (équivalent à des hydrométéores en phase liquide) :

$$Z_e(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \frac{P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0)}{CA^2(r_0, \theta_0, \varphi_0)} r_0^2 \quad (1.2)$$

λ est la longueur d'onde du signal, $|K_e|^2$ le facteur diélectrique pour l'eau liquide et C une constante appelée la constante radar.

Les effets d'échelle sont fondamentaux pour appréhender le problème d'estimation des précipitations par radar (figure 1.4). Le facteur de réflectivité s'appuie sur des populations d'hydrométéores considérées à l'échelle mésoscopique (volume élémentaire, figure 1.3).

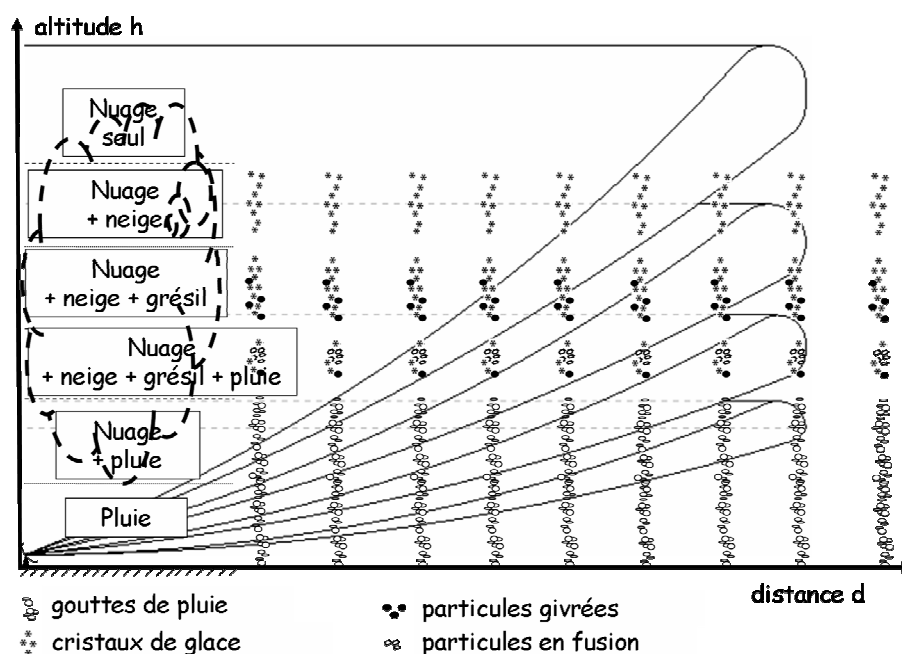


Figure 1.4 – exemple de conceptualisation des variations verticales du type d'hydrométéores, et échantillonnage par le radar. Le radar échantillonne une tranche de colonne atmosphérique d'autant plus grande avec la distance. Le volume de mesure intègre des processus microphysiques variés influençant l'évolution des hydrométéores. Cela peut remettre en cause l'hypothèse de constance de la réflectivité et de l'atténuation dans le volume de mesure. Selon l'altitude de mesure, les hydrométéores ne sont pas forcément en phase liquide. Ce schéma ne représente pas les variations horizontales de la granulométrie, qui peuvent être également significatives.

Compte tenu de la taille du volume de résolution, il est fort probable que cette grandeur varie à l'intérieur du volume échantillonné par le radar. Alors que les précipitations sont caractérisées par une large gamme d'échelles spatio-temporelles, le radar les appréhende avec une résolution spécifique. Cette dernière est réductrice aux petites échelles (typique du volume élémentaire). Elle offre cependant un fort potentiel pour le suivi des champ précipitants grâce à son extension spatiale et sa définition spatio-temporelle.

Le radar météorologique est un système d'observation indirecte des précipitations. Une question fondamentale en hydrologie radar est la conversion du facteur de réflectivité Z_e , issu

de la mesure, en intensité de pluie R , variable d'intérêt pour l'hydrologue. Cette relation (dite relation Z-R) est dépendante des mécanismes physiques à l'origine des précipitations.

Les travaux présentés dans ce mémoire s'appuient sur des données du radar de Bollène. Il travaille en bande S (longueur d'onde 10.7 cm). Cette gamme de fréquence est appropriée aux champs précipitants intenses qui peuvent survenir dans la région des Cévennes, puisqu'elle est peu sensible à l'atténuation du signal.

1.6 Expériences Bollène 2002 et Alès 2004

Dans le cadre de l'OHMCV, des expériences en hydrologie radar visent à améliorer l'estimation des champs de pluie par la mise en œuvre de protocoles de balayage et de traitements régionalisés adaptés aux régions de montagne.

Entre 1999 et 2002, le réseau de radars a été renforcé par Météo France pour améliorer la couverture hydrométéorologique du sud-est de la France. L'installation du radar de Bollène date de cette période. L'expérience « Bollène 2002 » a été élaborée par la Direction des Systèmes d'Observation (DSO) de Météo France, en collaboration avec le LTHE et le LCPC, afin d'optimiser le fonctionnement du nouveau réseau de radars en région montagneuse. A cette fin, un protocole de balayage volumique expérimental a été implémenté sur le radar de Bollène durant l'automne 2002. Les données recueillies ont servi de base au développement d'une chaîne de traitements de la donnée radar afin d'améliorer l'estimation quantitative des précipitations au sol (chapitre 2).

En 2004, un disdromètre a été placé sur le site de l'Ecole des Mines d'Alès et a fonctionné entre les mois de septembre et décembre (Chapon, 2006). Il mesure le diamètre et la vitesse des hydrométéores. Ces mesures permettront de documenter la granulométrie des pluies cévenoles et d'étudier les liens avec l'information radar.

1.7 Evènements étudiés

Les évènements étudiés couvrent une large variété de systèmes de pluie typiques du climat méditerranéen. Ils permettent d'étudier les performances/limites du radar dans des conditions variées.

La mise en place du protocole à balayage volumique pour le radar de Bollène en automne 2002 a coïncidé avec l'occurrence de l'évènement extrême des 8-9 septembre. Il s'agit d'un système convectif de méso-échelle avec des cellules très localisées spatialement. Le maximum de cumul localement enregistré est d'environ 700 mm en 28 h pour 300 mm de

cumul sur les 2/3 du département du Gard (Delrieu et al., 2005). Ce cas n'est pas un épisode cévenol au sens propre du terme. Il a fait 22 victimes et causé 1.2 milliards d'euros répartis sur les départements du Gard, du Vaucluse, de l'Hérault, de l'Ardèche, des Bouches du Rhône et de la Drôme (Huet, 2003).

L'automne a été très pluvieux, et quatre autres événements ont été retenus :

- le 21 octobre correspond au passage d'un front froid venant de l'ouest. Le maximum de cumul localement enregistré pour cet événement est 60 mm ;
- le 21 novembre correspond également au passage d'un front froid associé au régime d'ouest. Le maximum de cumul localement enregistré pour cet événement est 100 mm ;
- le 24 novembre est un événement de longue durée et de dynamique convective complexe. Il est marqué par des remontées pluvieuses en provenance de la Méditerranée. Le maximum de cumul localement enregistré pour cet événement est 150 mm ;
- l'événement des 10-13 décembre est également caractérisé par une dynamique convective complexe et des remontées pluvieuses en provenance de la Méditerranée. Le maximum de cumul localement enregistré pour cet événement est 300 mm.

La figure 1.5 présente les cartes des cumuls de pluie sur la fenêtre OHMCV (i) issus du réseau pluviométrique quotidien et (ii) perçus par le radar de Bollène pour ces cinq événements.

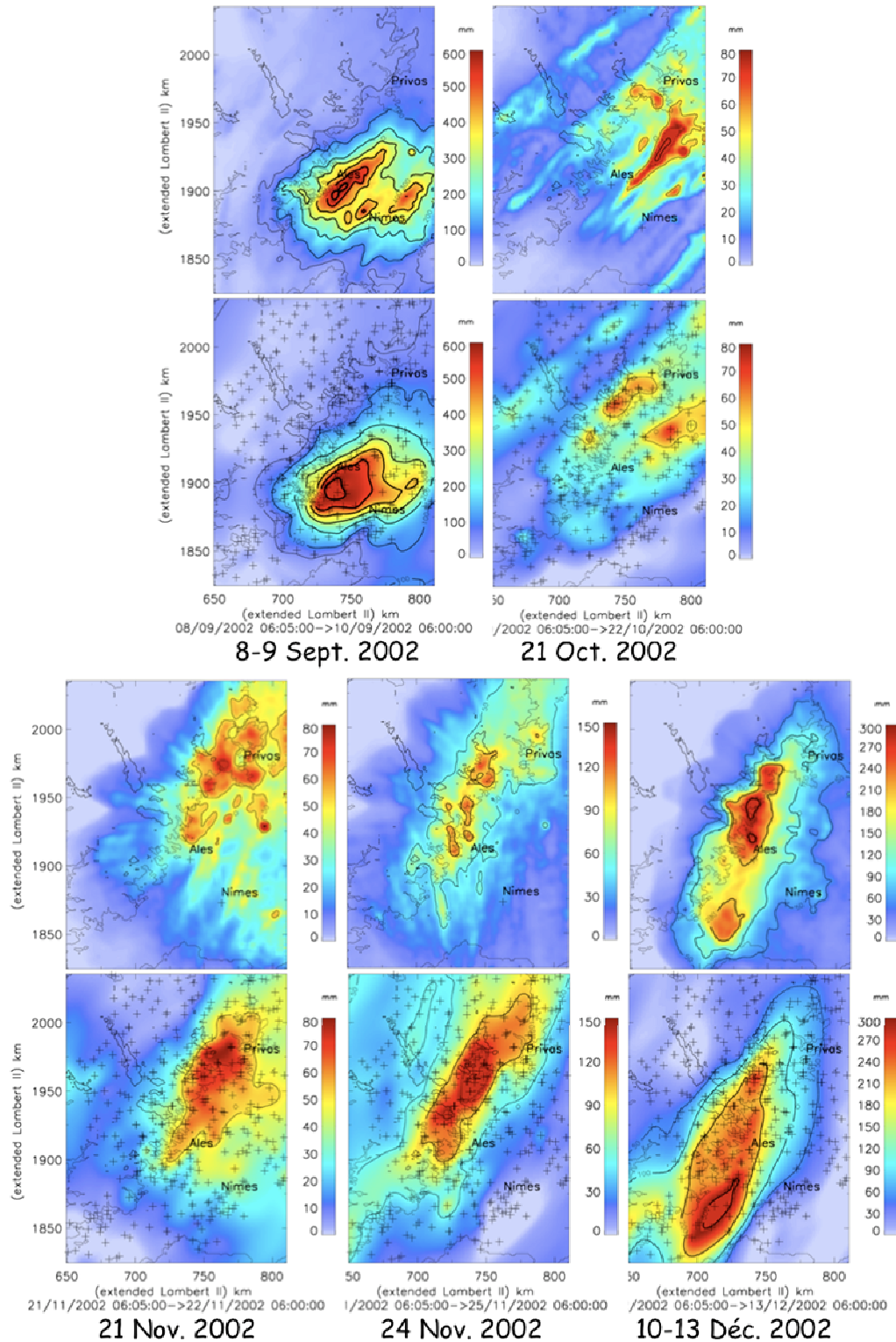


Figure 1.5 – cartes des cumuls évènementiels en millimètres des cinq évènements pluvieux de l'automne 2002. Les cartes des mesures radar (en haut) sont juxtaposées aux cartes des cumuls pluviométriques (en bas). La technique d'interpolation du krigeage avec des variogrammes anisotropes a été employée pour élaborer les cartes pluviométriques. Les échelles de valeurs et les isohyètes sont adaptés à la magnitude de chaque évènement.

Chapitre 2

Traitements régionalisés et adaptatifs des données radar pour l'hydrologie : TRADHy

Sommaire

2.1	Introduction	20
2.2	L'expérience Bollène 2002	21
2.2.1	échantillonnage de l'atmosphère par le radar	21
2.2.2	données collectées	22
2.3	Stabilité du signal radar	24
2.3.1	principe de la méthode	24
2.3.2	mise en oeuvre	25
2.4	Domaine de détection	26
2.4.1	cartographie des effets du relief	27
2.4.2	identification dynamique des échos parasites	29
2.4.3	établissement du domaine	31
2.5	Séparation et traitement par type de pluie	33
2.5.1	les algorithmes existants	35
2.5.2	implémentation des deux algorithmes	36
2.6	Le Profil Vertical de Réflectivité	38
2.6.1	une source d'erreur physique et métrologique	38
2.6.2	définition du Profil Vertical de Réflectivité	41
2.6.3	démarche de traitement	43
2.7	Couplage de la séparation par type de pluie avec l'identification du PVR	44
2.7.1	partition préliminaire selon le type de pluie	44
2.7.2	identification conditionnelle des PVRs	45
2.7.3	partition à longue distance	45
2.8	Détermination de l'intensité des précipitations au sol	47
2.8.1	projection de la réflectivité à proximité du sol	48
2.8.2	application d'une relation Z-R	49
2.9	Conclusion	49

2.1 Introduction

La mesure radar est complexe à interpréter en terme d'intensité des précipitations, car elle est très dépendante :

- de la variabilité de la pluie à toutes échelles (à l'échelle des hydrométéores, du volume de résolution et du système précipitant) ;
- du domaine de détection du radar conditionné par le relief avoisinant et la structure verticale des précipitations ;
- des paramètres du système radar et du protocole d'observation.

Il s'agit de tenir compte de ces facteurs lors du prétraitement des données, afin de progresser significativement dans la réduction des erreurs potentielles. Ces dépendances sont considérées par des modèles décrivant la physique de la mesure et de l'atmosphère. Elles sont traitées avec une chaîne d'algorithmes mise en place au LTHE depuis 2002 : TRADHy. L'objectif suivi est l'estimation quantitative des précipitations au sol par radar (QPE pour l'acronyme anglais Quantitative Precipitation Estimation). Les données recueillies au cours de l'automne 2002 ont servi de support au développement de cette série d'algorithmes. Une rapide description des données de l'expérience Bollène 2002 est fournie paragraphe 2.2. Les algorithmes développés pour corriger les différentes sources d'erreur dans la QPE radar sont ensuite présentés :

- dans le paragraphe 2.3, nous montrons comment les échos de relief sont utilisés pour un contrôle préliminaire de la stabilité du signal radar au cours de l'expérience ;
- le domaine de détection du radar est déterminé par simulation en s'appuyant sur un modèle numérique de terrain et par identification d'échos parasites par temps sec (paragraphe 2.4) ;
- le traitement des échos parasites s'effectue au travers d'une méthode dynamique basée sur la variabilité tir à tir du facteur de réflectivité. Elle est présentée paragraphe 2.5 ;
- les types de pluie stratiforme et convectif sont distingués au sein du champ pluvieux à l'aide d'une adaptation de deux algorithmes proposés dans la littérature. Ils sont décrits dans le paragraphe 2.6 ;
- le paragraphe 2.7 traite de l'hétérogénéité verticale des précipitations. L'identification du Profil Vertical de Réflectivité (PVR) est conditionnée au type de pluie selon des supports géographiques variables dans le temps. Deux approches

sont considérées : (i) une moyenne des facteurs de réflectivité échantillonnés au voisinage du radar (PVR apparent) et (ii) une technique d'inversion visant à corriger les effets du faisceau dans le calcul du PVR ;

- l'algorithme finalement proposé pour une identification couplée du type de pluie et des PVRs est décrit dans le paragraphe 2.8 ;
- le paragraphe 2.9 est dédié à la question de l'estimation du facteur de réflectivité au sol, à partir d'une combinaison des facteurs de réflectivité corrigés aux différents angles de site sur la verticale.
- enfin, l'application de relations Z-R est traitée dans le paragraphe 2.10.

Pour une description détaillée des traitements, nous renvoyons le lecteur à Delrieu et al. (2008).

2.2 L'expérience Bollène 2002

Nous effectuons une présentation de l'échantillonnage volumique de l'atmosphère par le radar de Bollène. Nous décrivons également les données recueillies.

2.2.1 échantillonnage de l'atmosphère par le radar

Le protocole expérimental de balayage volumique de l'atmosphère, mis en place pour le radar de Bollène durant l'automne 2002, comprend 3 vues panoramiques à angle d'élévation constant (PPI pour l'acronyme Plan Position Indicator) : 0.8°, 1.2° et 1.8°. Elles sont réalisées toutes les 5 min. à des fins opérationnelles pour le réseau ARAMIS. Elles sont complétées par 2 cycles de 5 PPI chacun, alternés toutes les 5 min., permettant une auscultation complémentaire de l'atmosphère à des fins expérimentales.

Cycle 1	angle d'élévation (°)	Cycle 2	angle d'élévation (°)
1	0.4	1	17.0
2	14.0	2	11.0
3	9.0	3	7.2
4	6.0	4	4.8
5	3.6	5	2.4
6	1.8	6	1.8
7	1.2	7	1.2
8	0.8	8	0.8

Tableau 2.1 – protocole de balayage volumique implémenté pour le radar de Bollène lors de l'automne 2002

L'angle de site 0.4° a été introduit afin de renforcer la capacité de détection du système sur la mer Méditerranée au sud. La vitesse de rotation de l'antenne a été adaptée en fonction de l'angle de site : $10^\circ.s^{-1}$ aux angles opérationnels pour assurer l'identification des échos fixes, $15^\circ.s^{-1}$ pour les autres angles afin d'assurer le temps de revisite de 5 min. A chaque cycle, le radar échantillonne l'atmosphère au plus en huit points répartis sur la verticale au droit d'un point géographique.

2.2.2 données collectées

Les données disponibles à chaque maille cartésienne de $1 \times 1 \text{ km}^2$ de surface pour chaque PPI sont :

- le facteur de réflectivité moyen ;
- la différence de réflectivité absolue moyenne (MAD, pour Mean Absolute Difference). Cette information indique la variabilité tir à tir du facteur de réflectivité ; elle est utilisée pour identifier les échos parasites.

Les figures 2.1 et 2.2 donnent des exemples du jeu de données observées le 9 septembre 2002 à 02h00 T.U. et le 21 octobre 2002 à 20h30 T.U. respectivement. On remarquera particulièrement sur les figures :

- les échos de relief (ou échos fixes) qui parasitent l'échantillonnage radar en zone montagneuse à la longueur d'onde utilisée (10.7 cm) ;
- la grande variabilité de la structure pluvieuse, avec la coexistence de zones convectives et stratiformes au sein de la même image radar.

La mesure du radar de Bollène est très influencée par l'environnement orographique et la structure des précipitations. La contamination des échantillonnages bruts par les échos de sol doit être impérativement traitée avant toute utilisation pour des QPE. Les figures 2.1.b et 2.2.b montrent que les valeurs de MAD sont caractérisées par de « fortes » valeurs pour la pluie et de plus faibles valeurs pour les échos fixes. Elles offrent ainsi un potentiel de traitement pour ces derniers. Il faut ensuite tenir compte de l'hétérogénéité spatiale du champ pluvieux. C'est un des principaux apports de TRADHy que de tenir compte du type de pluie dans le traitement des données radar pour des estimations quantitatives de précipitations au sol. Mais avant toute chose, il est nécessaire de s'assurer de la stabilité du signal radar lui-même.

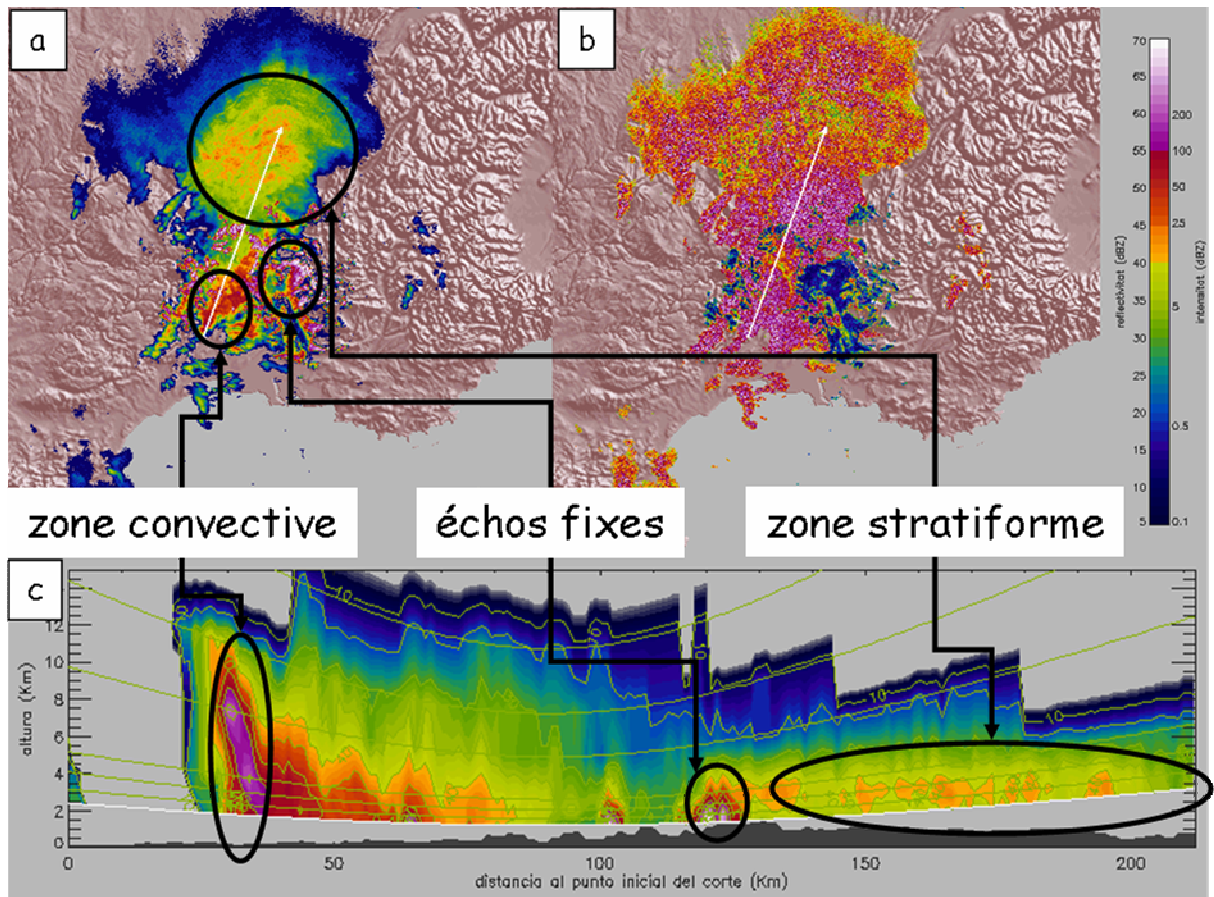


Figure 2.1 - cas du système convectif stationnaire de méso-échelle (SCME) observé le 9 septembre 2002 à 02h00 T.U. (images VISRAD de l'Université Polytechnique de Catalogne). On peut noter la forme en V caractéristique de ce système (Malardel, 2005). Le relief est en arrière plan avec les Pyrénées (sud-ouest des images), le Massif Central (centre ouest) et les Alpes (Est). Cet événement est constitué de cellules convectives (au sud) alimentées par l'air chaud et humide en provenance de la Méditerranée ; la partie nord est de type stratiforme. Le radar de Bollène est situé au centre du domaine de 240×240 km². La vue en plan (a) montre le champ de réflectivité brute échantillonné à l'angle de site 0.8° . On note de forts échos distincts de la structure du champ de réflectivité relatif à la pluie : ce sont des échos de relief. La vue en plan (b) montre le champ de MAD (échelle en dixièmes de dBZ) échantillonné au même angle de site ; les zones d'échos fixes y apparaissent en bleu. La flèche blanche indique la position de la coupe verticale (c). (c) la coupe verticale du champ de réflectivité brute est déterminée avec les données volumiques ; la partie gauche est marquée par de fortes ascendances convectives et très précipitantes, qui se développent verticalement jusqu'à plus de 10 km. d'altitude ; la partie droite présente des formations moins actives d'extension horizontale caractéristiques de zones stratiformes. Au centre, le relief est responsable des échos de réflectivité très forts : ce sont des échos fixes.

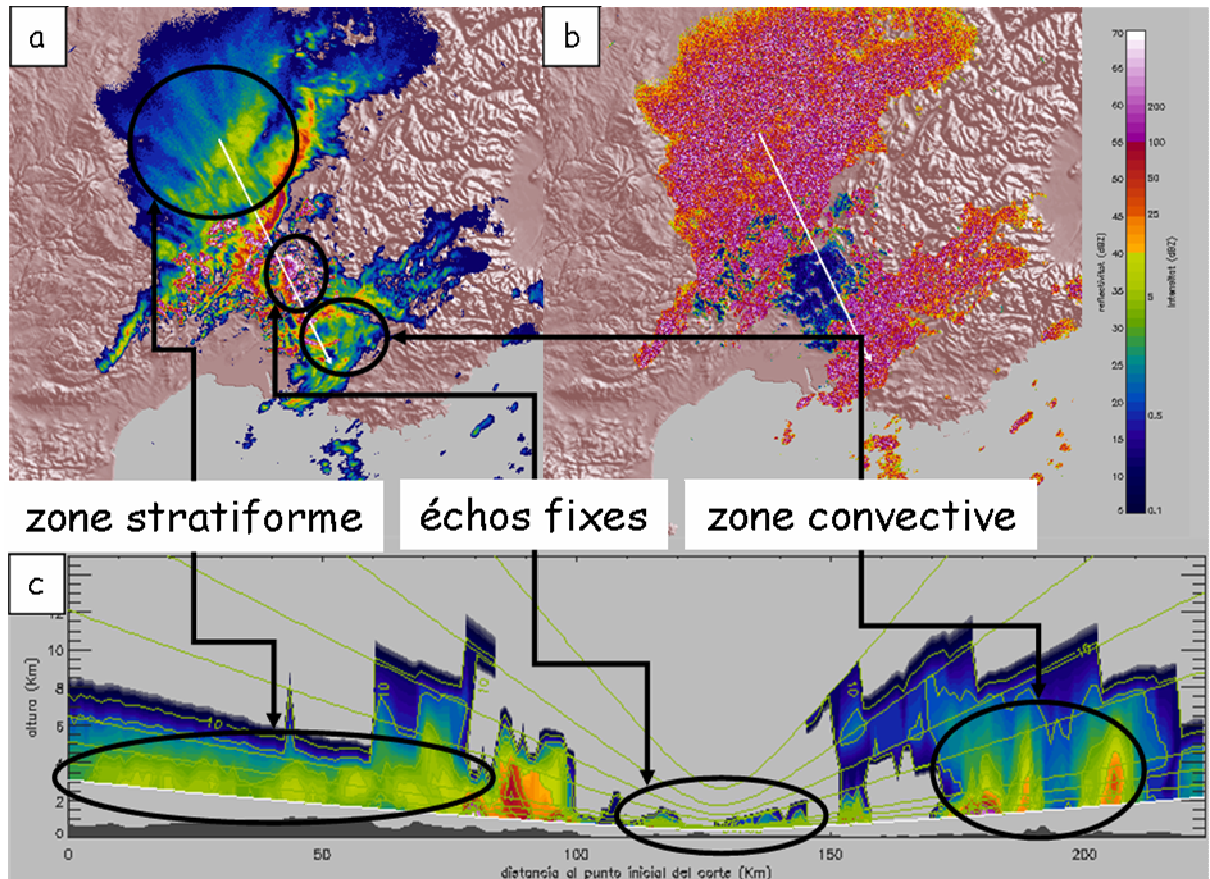


Figure 2.2 - cas du front froid observé le 21 octobre 2002 à 20h30 T.U. (images VISRAD). Une averse orageuse affecte la partie sud-est de la zone ; le front froid, localisé au centre du domaine de détection, se déplace d'ouest en est ; il est suivi par des précipitations de type stratiformes.

2.3 Stabilité du signal radar

Une variation des paramètres du système radar au cours du temps provoque une erreur systématique sur les facteurs de réflectivité, et donc sur l'intensité pluvieuse. Avant toute tentative de traitement et d'interprétation du signal radar en QPE, il est nécessaire de s'assurer de la robustesse du système et de la stabilité du signal lui-même. Cette stabilité est testée grâce aux échos fixes.

2.3.1 principe de la méthode

Lorsque le faisceau est intercepté par le relief (aux angles de site les plus faibles), une partie de l'énergie est rétrodiffusée vers le radar (Pellarin et al., 2002). Cela qui se traduit par un écho fixe (EF) indésirable sur l'image radar. Cette interaction a de plus pour effet de

masquer partiellement ou totalement le faisceau radar au-delà de l'interception, conduisant à une sous-estimation des précipitations (figure 2.3).

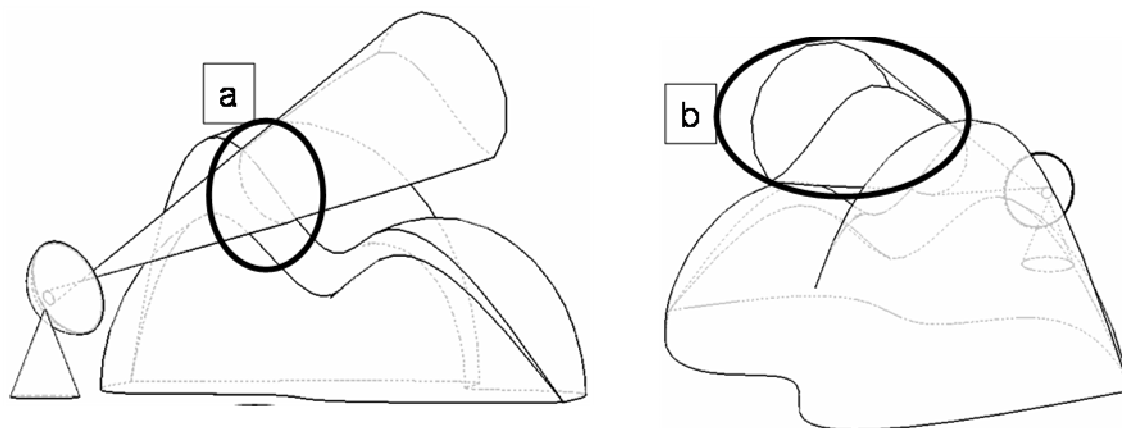


Figure 2.3 - interception du faisceau émis par le relief. La partie bloquée (a) conduit à un très fort signal rétrodiffusé vers le radar. Le faisceau est masqué au-delà de l'interception (b).

L'écho fixe de relief présente une variabilité tir à tir faible comparativement au signal pluvieux, ainsi qu'une grande stabilité temporelle. Cette dernière qualité est utile pour tester la stabilité du signal, comme l'ont proposée Rinehart (1978) et Delrieu et al. (1995).

2.3.2 mise en oeuvre

Dans le cadre de l'expérience Bollène 2002, des échos fixes de référence sont identifiés selon des conditions explicitées dans la figure 2.4.

Cela conduit à la prise en compte de 4250 pixels de 1 km² sur la grille radar. Le signal est caractérisé par une moyenne de 51.8 dBZ et un écart-type de 2.5 dBZ. Des périodes d'écart significatif à la moyenne sont observés. Ils sont témoins de problèmes touchant le système radar : (i) le plus important, relevé entre les jours 15 et 25 a été suivi d'une panne du radar ; (ii) les trois premiers jours de l'expérience, le critère est environ 2 dBZ inférieur à la moyenne sur la saison : on a pu constater que cela résultait d'un mauvais positionnement de l'antenne. Cette sensibilité du critère aux dysfonctionnements prouve sa pertinence comme témoin de la stabilité du système radar.

Les valeurs du critère pour les événements précipitants d'automne 2002 entrent dans une fourchette de 0.5 dBZ d'écart à la moyenne saisonnière. Le système présente donc une bonne stabilité dans les mesures effectuées pendant les périodes de pluie intense.

Réflectivité moyenne de l'écho fixe	[45 - 55] dBZ
Moyenne temporelle de MAD	< 2 dBZ
Ecart-type temporel de MAD	< 0.4 dBZ
Occurrence de signal rétrodiffusé par temps sec au cours du temps	> 95 %
Distance au radar	[10 - 50] km

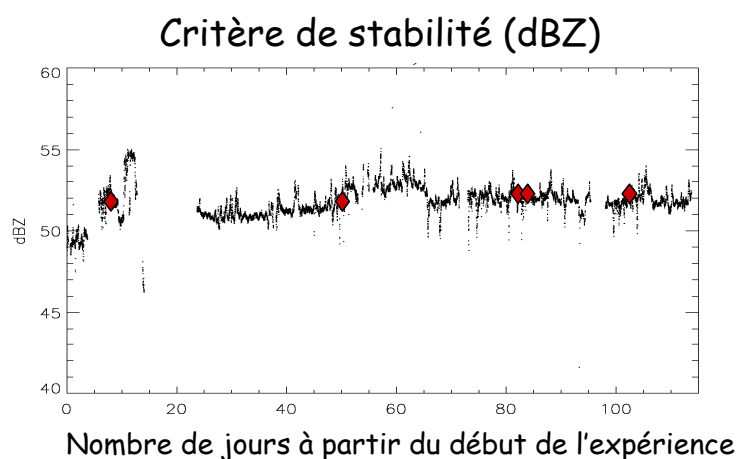


Figure 2.4 - en haut, caractéristiques des échos retenus pour l'étalonnage du radar. En bas, stabilité de l'étalonnage radar (facteur de réflectivité moyen en fonction du nombre de jours depuis le début de l'expérience). Elle est vue au travers du signal rétrodiffusé par le relief et moyenné toutes les 10 min. lors de l'expérience Bollène 2002. Les losanges indiquent la position temporelle des 5 évènements sélectionnés pour l'étude.

2.4 Domaine de détection

Un relief marqué ajoute à la complexité de l'estimation quantitative des précipitations, car il réduit la visibilité et parasite l'échantillonnage du radar. Le problème de la QPE radar en région montagneuse a déjà été traité (Joss et Waldvogel, 1990 ; Germann et Joss, 2002 ; Pellarin et al., 2002 ; Germann et al., 2006). Cependant, l'optimisation des stratégies d'observation et de traitements des données requiert toujours des efforts de recherche. Le domaine de détection du radar est défini comme le domaine géographique sur lequel une conversion QPE de la mesure radar est possible. Il est déterminé par le relief et les obstacles divers qui interagissent avec le faisceau et perturbent la mesure. La mesure radar par temps sec permet d'estimer les échos parasites. Une approche dynamique du traitement des échos de relief est employée dans les champs pluvieux.

2.4.1 cartographie des effets du relief

L'observation du signal radar par temps sec permet de caractériser les échos de relief (aux faibles angles de site), ainsi que d'autres signaux qui parasitent les images radar. La figure 2.5 montre les évaluations d'un échantillonnage du facteur de réflectivité et du MAD pendant 10 jours de temps sec. Des cartes d'occurrence ($OCC_{\text{sec}}(\underline{x_j})$) sont utilisées, ainsi que des cartes de moyenne temporelle du facteur de réflectivité ($\overline{Z_{\text{sec}}}(\underline{x_j})$) et de moyenne temporelle du MAD ($\overline{MAD_{\text{sec}}}(\underline{x_j})$). $\underline{x_j}$ indique une maille donnée de la grille radar. $\overline{Z_{\text{sec}}}(\underline{x_j})$ et $\overline{MAD_{\text{sec}}}(\underline{x_j})$ sont des moyennes conditionnelles, car les valeurs de réflectivité en dessous de 12 dBZ (correspondant au seuil de détection du signal pluvieux) sont écartées des séries temporelles.

Les régions rouges observées sur les figures d'occurrence correspondent à des échos quasiment permanents. La moyenne du facteur de réflectivité au site 0.8° indique que les échos de sol sont particulièrement importants au voisinage du radar aux faibles angles de site, de par les nombreux obstacles anthropiques présents dans la vallée du Rhône (lignes électriques, réseau autoroutier, urbanisation...). Entre 50 et 100 km du radar, les montagnes des Cévennes à l'ouest du radar de Bollène renvoient également des échos très importants. Ce type d'écho est associé à des valeurs $\overline{MAD_{\text{sec}}}$ faibles. En addition aux échos de sol, sont également observés divers bruits caractérisés par des valeurs $\overline{MAD_{\text{sec}}}$ élevées :

- des échos uniformément répartis, vraisemblablement causés avant l'aube et après le crépuscule par la stratification particulière des couches d'air ;
- dans la région de faible occurrence, des radiales observées au sud-ouest. Elles sont associées au coucher du soleil ;
- la signature habituelle des interférences entre les émissions des radars de Nîmes et de Bollène.

Si les parasites causés par les échos de sol sont naturellement réduits aux angles de site plus élevés (images de droite sur la figure 2.5), la contamination par les lignes aériennes devient significative. Tous ces éléments soulignent la complexité et l'importance du travail de « nettoyage » des mesures radar.

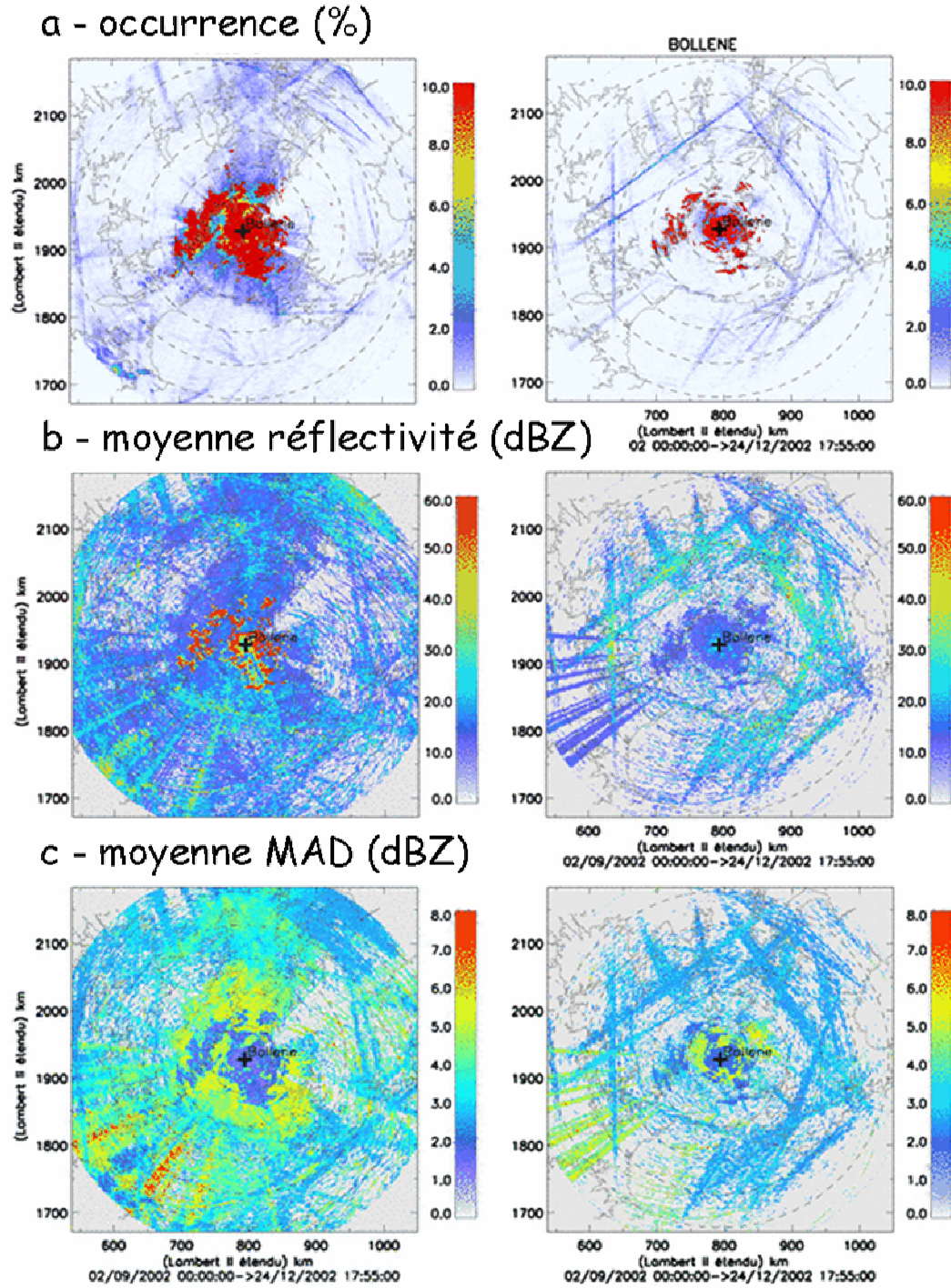


Figure 2.5 – caractéristiques des échos d'un échantillonnage de 10 jours de temps sec pour l'angle de site 0.8° (gauche) et 3.6° (droite) durant l'expérience Bollène 2002. (a) occurrence des échos OCC_{sec} (% du temps); (b) moyenne conditionnelle de facteur de réflectivité $\overline{Z_{sec}}$ (dBZ); (c) moyenne conditionnelle du critère de variabilité tir à tir de la réflectivité $\overline{MAD_{sec}}$ (dBZ).

Les effets de masquage du faisceau contribuent également à la définition du domaine de détection. Ils sont déterminés selon la méthode proposée par Delrieu (1995), qui utilise un modèle numérique de terrain (MNT) et simule la propagation des ondes radar (figure 2.6).

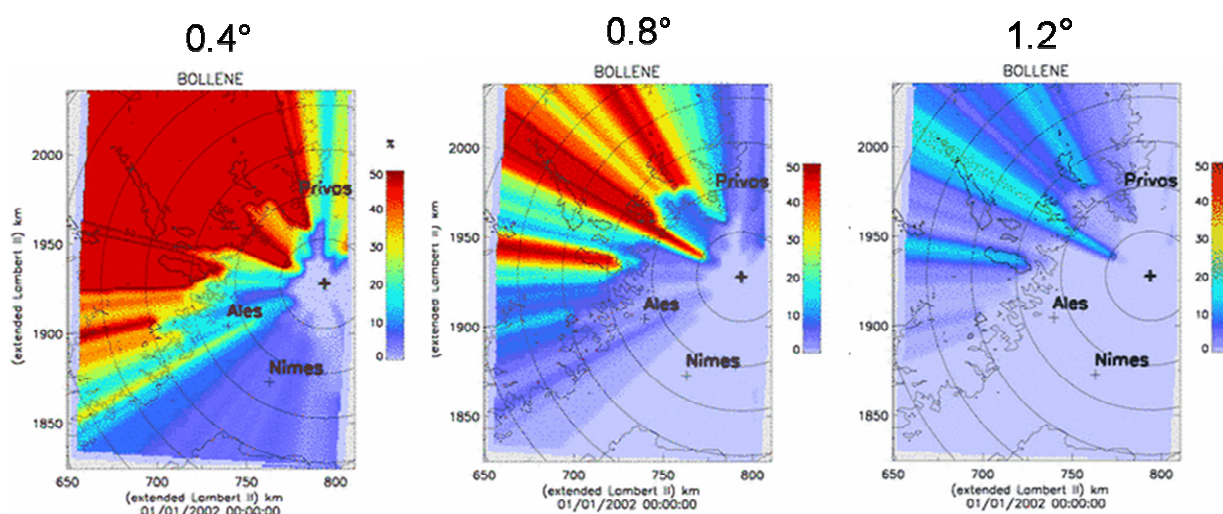


Figure 2.6 - cartes de facteurs de masquage (exprimés en pourcentage) aux trois angles de site opérationnels du radar de Bollène durant l'automne 2002.

2.4.2 identification dynamique des échos parasites

Les échos fixes peuvent être traités selon une approche statique. Ils sont alors localisés et cartographiés une seule fois à partir de la moyenne du facteur de réflectivité observé par temps sec, puis systématiquement éliminés des images radar par la suite. Ce traitement est relativement grossier dans le sens où (i) les régions ainsi identifiées sont écartées même si le signal pluvieux y est dominant et (ii) plus généralement, certains types d'échos parasites (avions...) ne sont pas traités.

Nicol et al. (2004) ont proposé une approche dynamique basée sur le traitement instantané du signal radar. La pluie est généralement caractérisée par un MAD instantané de valeur $MAD > 3$ dBZ, alors qu'un écho de relief prend souvent des valeurs $MAD < 5$ dBZ. De plus, sa bordure est souvent caractérisée par de forts gradients de facteur de réflectivité. Partant de ces constats, la méthode proposée utilise deux critères discriminant la pluie des échos non pluvieux :

- la variabilité tir à tir du facteur de réflectivité : MAD

$$MAD_{i,n,N} = \frac{1}{N} \sum_{k=i-N/2}^{k=i+N/2} \left| Z_{k-N/2} - Z_{k+N/2} \right| \quad (2.1)$$

où Z est le facteur de réflectivité (dBZ), i est l'index de tir, n est l'indice de séparation entre deux tirs et N le nombre de valeurs consécutives utilisées pour estimer la moyenne.

- la moyenne absolue des différences des facteurs de réflectivité tir à tir (AMD pour Absolute Mean Difference), pour identifier les forts gradients de facteur de réflectivité constatés au voisinage de l'écho fixe

$$AMD_{i,n,N} = \left| \frac{1}{N} \sum_{k=i-\frac{N}{2}}^{k=i+\frac{N}{2}} \left(Z_{k-\frac{n}{2}} - Z_{k+\frac{n}{2}} \right) \right| \quad (2.2)$$

L'adaptation de la méthode au contexte de travail, des tests expérimentaux et des considérations d'utilisation du radar, détaillés dans Delrieu et al. (2008) ont conduit au choix des valeurs $N = 40$ et $n = 2$.

La procédure d'identification dynamique et adaptative des échos parasites s'appuie sur l'information obtenue par temps sec (section 2.4.1) et par temps pluvieux. Elle est organisée en trois étapes résumées dans le tableau 2.2 :

Les pixels sont assimilés à des échos parasites dans les conditions suivantes :	
ETAPE 1: temps sec et valeurs MAD pluie	
Echo persistant 1: $OCC_{sec}(j) \geq 3\%$	$\overline{MAD}_{sec}(\underline{x_j}) < 1.8 \text{ dBZ}$ et $MAD(\underline{x_j}, t) < 5.5 \text{ dBZ}$
Echo persistant 2: $OCC_{sec}(j) \geq 3\%$	$1.8 \leq \overline{MAD}_{sec}(\underline{x_j}) < 2.1 \text{ dBZ}$ et $MAD(\underline{x_j}, t) < 4.5 \text{ dBZ}$
Echo persistant 3: $OCC_{sec}(j) \geq 3\%$	$2.1 \text{ dBZ} \leq \overline{MAD}_{sec}(\underline{x_j})$ et $MAD(\underline{x_j}, t) < 3.5 \text{ dBZ}$
Echo sporadique: $OCC_{sec}(j) < 3\%$	$MAD(\underline{x_j}, t) < 3.0 \text{ dBZ}$
ETAPE 2: gradients de facteur de réflectivité	
<i>Pour les 8 pixels environnant le pixel identifié comme écho fixe:</i>	
<i>si $Max(AMD) > 6 \text{ dB.km}^{-1}$ le pixel est aussi assimilé à un écho fixe</i>	
ETAPE 3: critères additionnels	
<i>A la verticale d'un pixel assimilé à un écho fixe, les pixels en dessous sont aussi assimilés à des échos fixes.</i>	
<i>Les pixels isolés (une valeur de facteur de réflectivité isolée supérieure ou égale à 12 dBZ sur la verticale) sont assimilés à des échos parasites.</i>	

Tableau 2.2 – paramétrisation de la technique d'identification dynamique des échos parasites.

La première étape utilise une combinaison de cartes d'échos observés par temps sec (voir figure 2.5) et les mesures $MAD(\underline{x}_j, t)$, où $\underline{x}_j$ indique la localisation d'un pixel et t est le temps. Quatre catégories sont définies. Les trois premières correspondent à des échos persistants et la dernière à des échos irréguliers (valeur seuil sur l'occurrence $OCC_{\text{sec}}(\underline{x}_j) \leq 3\%$). Dans ce dernier cas, les pixels sont étiquetés échos fixes lorsque $MAD(\underline{x}_j, t) \leq 3 \text{ dBZ}$. Pour les échos persistants, il est avisé de conserver un pixel qui renvoie usuellement un écho fixe par temps sec, mais dont le signal pluvieux peut être temporairement dominant avec un MAD instantané suffisamment élevé. Un échelonnage des seuils sur $MAD(\underline{x}_j, t)$ est donc adopté en fonction de $\overline{MAD_{\text{sec}}}(\underline{x}_j)$. En seconde étape, toutes les mesures adjacentes à un écho fixe identifié précédemment sont écartées si elles sont caractérisées par un seuil sur le gradient de facteur de réflectivité caractéristique du voisinage d'un écho fixe (voir Delrieu 2008 pour plus de détails). La dernière étape s'est avérée nécessaire pour supprimer certains échos parasites qui ne correspondent pas à des échos de relief mais présentent néanmoins des caractéristiques qui les distinguent clairement du signal pluvieux (interférences, avions...).

2.4.3 établissement du domaine

Après écart des mesures radar affectées par les échos parasites, les zones vacantes sont reconstituées. Un schéma d'interpolation horizontale s'appuyant sur les valeurs voisines est utilisé. En raison de l'étendue parfois conséquente des régions concernées, cette étape s'avère délicate. Nous renvoyons le lecteur intéressé à Delrieu et al. (2008) pour plus de détails sur la méthode d'interpolation implémentée.

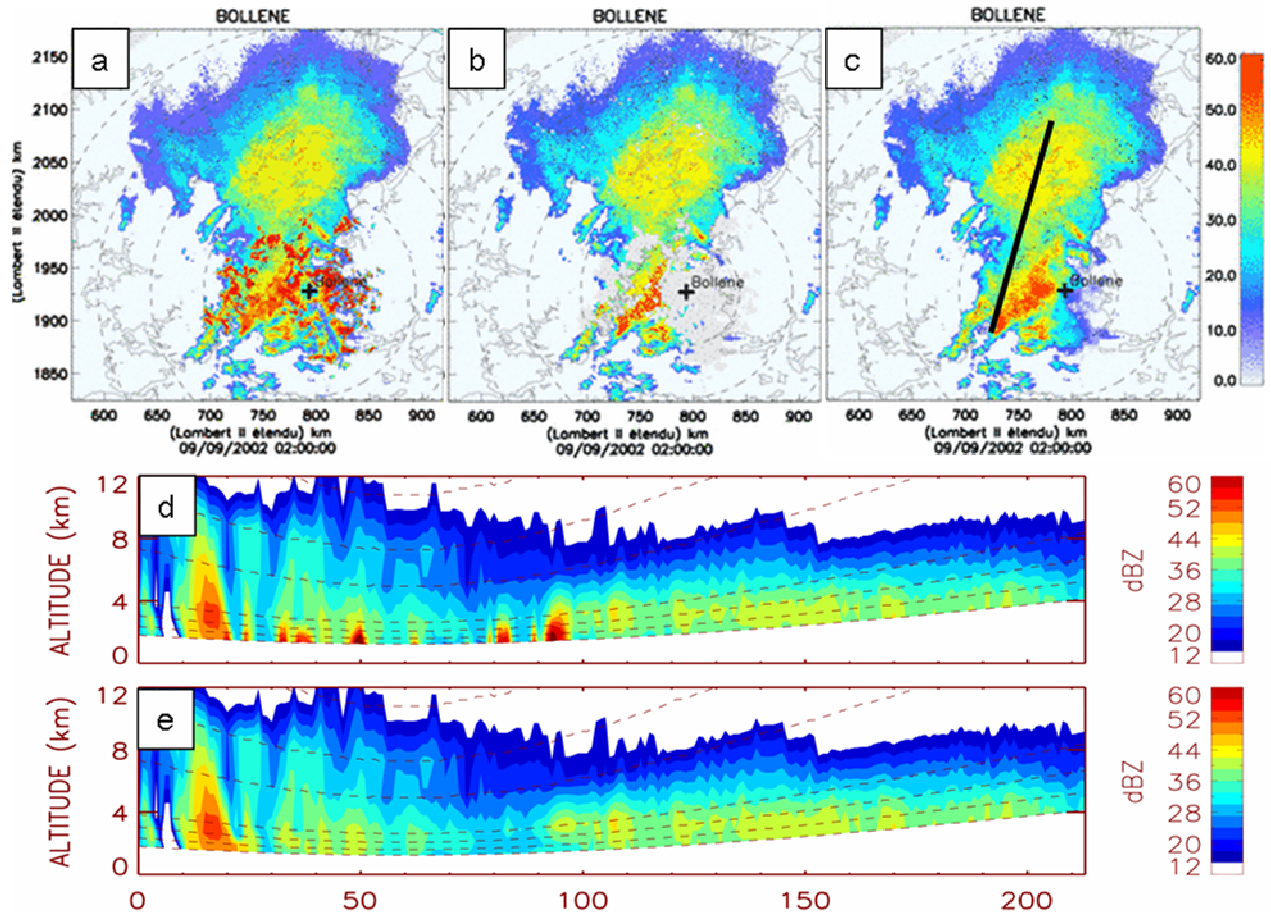


Figure 2.7 – traitement des échos parasites : (a) champ du facteur de réflectivité moyen brut au site 0.8° pour le 9 septembre 2002 à 02h00 T.U. ; (b) champ après identification des échos fixes ; (c) champ après interpolation. La flèche noire en (c) indique la position de la coupe verticale dans le champ. Les coupes verticales déterminées avec les données volumiques montrent le champ de facteur de réflectivité avant (d) et après (e) identification des échos fixes et interpolation.

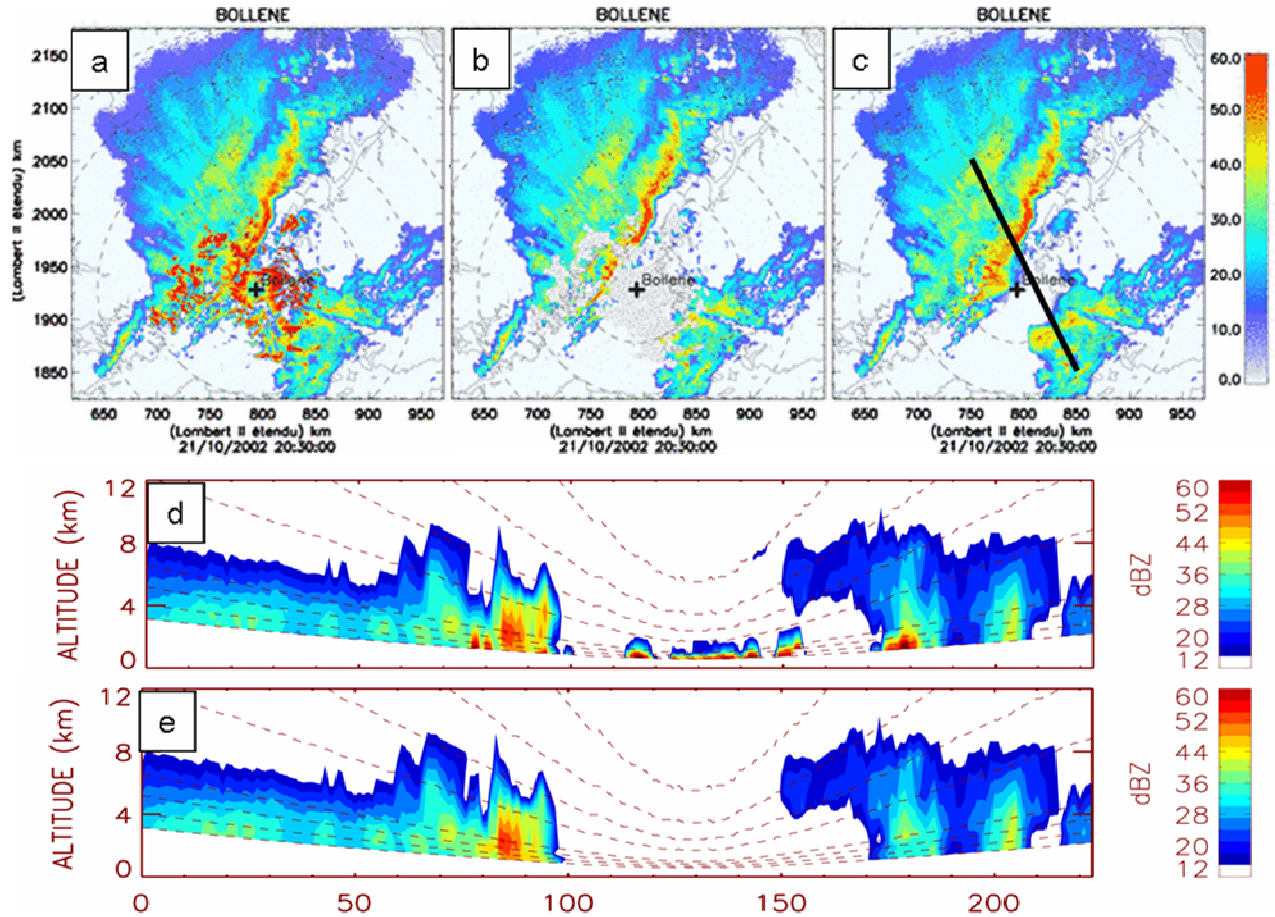


Figure 2.8 – traitement des échos parasites pour le cas du 21 octobre 2002 à 20h30 T.U.

Une correction préliminaire du masquage est également effectuée à ce stade des traitements. La correction n'est effectuée qu'en deçà de 2 dB (facteur correctif additif). Si les mesures demandent une correction supérieure à ce seuil, elles sont considérées comme manquantes. Le traitement des échos parasites et cette précorrection sont nécessaires avant l'identification des types de pluie (paragraphe 2.5) afin de limiter des valeurs manquantes et des gradients aberrants dans les champs de facteur de réflectivité. Ces pixels ne sont cependant pas pris en compte dans l'identification du PVR (paragraphe 2.6).

2.5 Séparation et traitement par type de pluie

Les figures 2.1 et 2.2 illustrent la diversité des types de précipitations que l'on peut observer sur une image radar. Nous distinguons principalement les situations convectives et les situations stratiformes à bande brillante, en faisant référence aux travaux de Rosenfeld et Ulbrich (2002) et Steiner et al. (1995). La bande brillante correspond à une augmentation importante du facteur de réflectivité radar équivalent, causée par la fonte des hydrométéores

solides qui apparaissent comme des grosses gouttes liquides (voir annexe A2.4.1). Les cellules convectives à fort développement vertical coexistent avec les formations stratiformes géographiquement plus étendues. Ces structures de facteurs de réflectivité constituent les signatures de processus microphysiques très variables dans le temps et l'espace au sein du champ précipitant (annexe A2).

La bande brillante est caractéristique de la zone stratiforme. Elle occasionne de forts gradients verticaux de réflectivité. Ce critère d'identification est cependant relatif car (i) avec l'ouverture du faisceau, la résolution verticale des mesures radar diminue avec la distance (Andrieu et Creutin, 1995) et (ii) la bande brillante est détectable une fois seulement les précipitations stratiformes bien installées (Steiner et al., 1995). L'étude de la variabilité horizontale (ou par PPI) du champ, à la recherche de pics de réflectivité, permet la détection des zones convectives (Steiner et al., 1995). La portée de cette technique peut être significative (environ 150 km).

Une procédure doit séparer automatiquement le type stratiforme du type convectif (figure 2.9). En l'absence d'information sur la cinématique verticale des champs précipitants (voir annexe A2), l'approche choisie se base sur les données 3D de facteurs de réflectivité seuls.

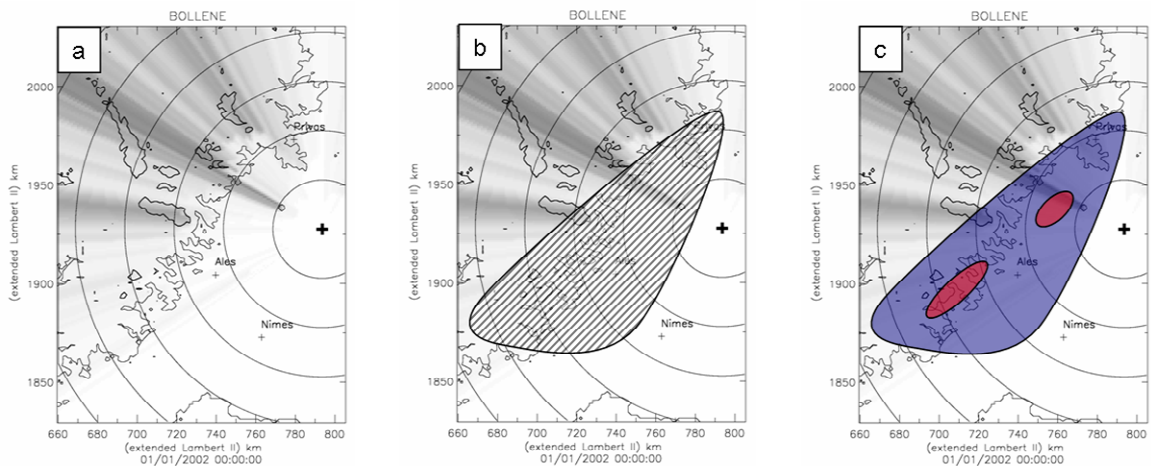


Figure 2.9 – raffinement successif du champ pluvieux dans le traitement des données radar. (a) identification du domaine de détection ; (b) détection d'occurrence de la pluie sur le domaine (traitement de l'intermittence) ; (c) séparation du type de pluie au sein du champ pluvieux.

Nous nous plaçons dans la lignée des travaux de Steiner et al. (1995) pour le type convectif, et de Sanchez-Diezma et al. (2000) pour le type stratiforme. Nous faisons une présentation rapide des algorithmes employés dans ce paragraphe, en mentionnant leurs

limites et les principales adaptations effectuées pour leur implémentation au contexte de l'expérience. Le lecteur intéressé pourra se reporter à la thèse de B. Chapon (2006).

2.5.1 les algorithmes existants

Steiner et al. (1995) ont proposé de déterminer les zones convectives à partir de critères morphologiques caractéristiques des cellules convectives. Ces dernières présentent (i) un fort facteur de réflectivité (> 40 dBZ en général), (ii) une extension horizontale limitée (associée à gradients horizontaux de facteur de réflectivité significatifs) pour un développement vertical marqué. Des trois critères initialement proposés par Steiner et al. (1995), deux critères, qui identifient le centre de cellules convectives, sont effectivement utilisés par image radar (PPI) dans le contexte d'étude.

- le premier critère est un seuil de facteur de réflectivité (ex : 43 dBZ) au-delà duquel les précipitations sont considérées ne pouvoir résulter que de processus convectifs. Notons que ce seuil ne discrimine pas complètement le pic de facteur de réflectivité associé à la bande brillante du type stratiforme observé en bande S ;
- le second critère porte sur les gradients horizontaux de facteur de réflectivité. Un pixel est considéré comme le centre d'une cellule convective, si son facteur de réflectivité est supérieur d'un seuil fixé au facteur de réflectivité moyen au voisinage.

Sanchez-Diezma et al. (2000) ont proposé une méthode pour détecter les zones stratiformes à partir des données volumiques. Il s'agit de rechercher un pic correspondant à la bande brillante sur la structure verticale du facteur de réflectivité. Le pic est défini par une différence ΔZ_{bb} par rapport aux valeurs au dessus et en dessous. L'identification des zones de bande brillante se fait en deux étapes :

- des pics de bande brillante intense sont recherchés ($\Delta Z_{bb} > 5$ dBZ) à toute altitude. Une altitude moyenne de bande brillante est définie ;
- la recherche s'étend géographiquement en inspectant les altitudes voisines (intervalle d'altitude ± 0.6 km autour du pic), avec une différence moins marquée ($\Delta Z_{bb} > 2$ dBZ).

2.5.2 implémentation des deux algorithmes

En raison des caractéristiques d'échantillonnage du radar, l'implémentation des deux algorithmes dans TRADHy a conduit à certains compromis.

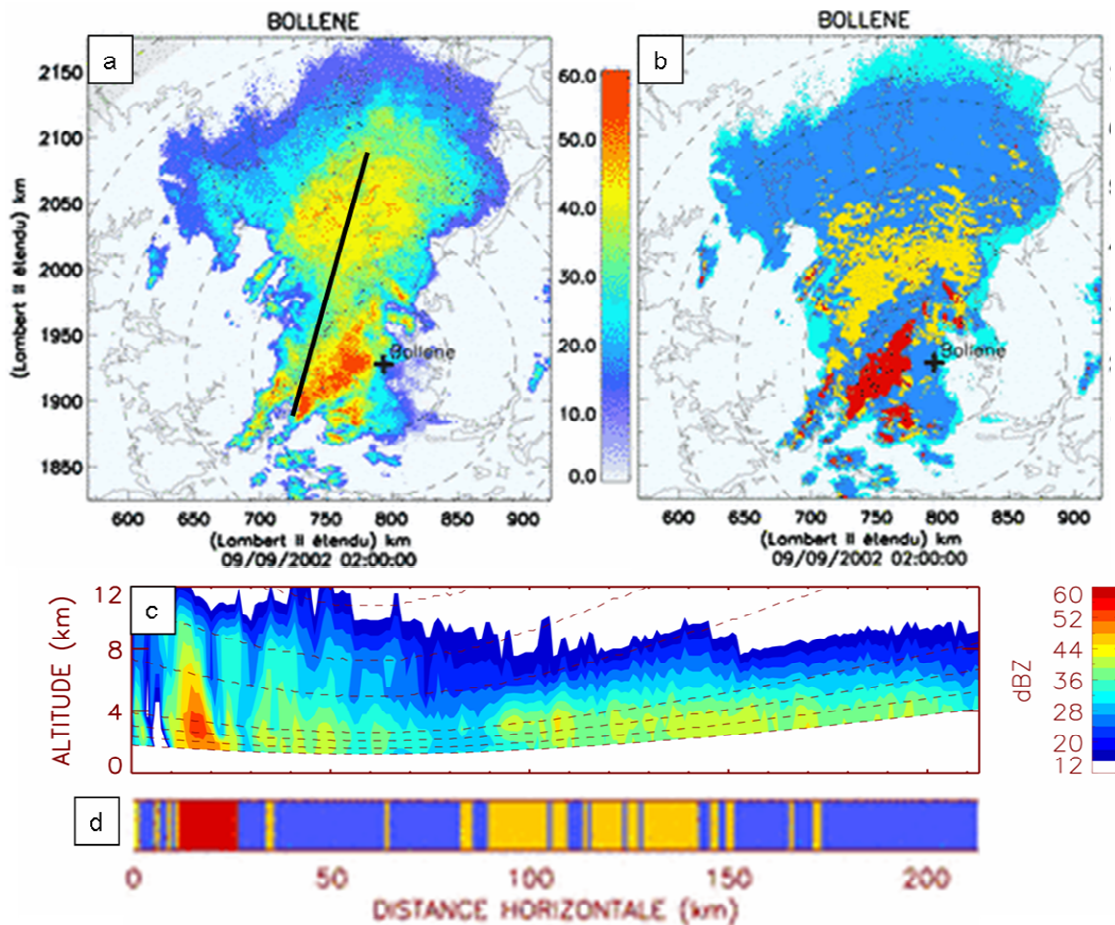


Figure 2.10 - typologie des précipitation le 9 septembre à 02h00 T.U. ; (a) champ de facteur de réflectivité moyen observé au site 0.8°, après traitement des échos fixes. Le trait noir indique la position de la coupe verticale dans le champ ; (b) résultats de la partition du type de pluie avec les algorithmes de Steiner et Sanchez-Diezma : les zones convectives sont en rouge, les zones stratiformes en jaune et les régions de type indéterminé (ou « de transition » entre deux types) en bleu clair. Notons que les cartes de types de pluie sont élaborées à partir de données volumiques. (c) coupe verticale du champ après traitement des échos fixes ; (d) les bandes de couleurs indiquent les résultats de la partition le long de la coupe verticale.

Il existe tout d'abord une limitation temporelle. Le protocole de balayage du radar de Bollène se décompose en deux parties de durée 5 min. chacune. Il a été initialement espéré

pouvoir bénéficier de l'échantillonnage complet de l'atmosphère à 10 min. Mais la non stationnarité des cellules pluvieuses oblige à utiliser les algorithmes sur des volumes de données à 5 min., malgré la perte de résolution verticale.

L'utilisation des deux algorithmes a en outre motivé certains constats :

- l'algorithme convectif peut identifier comme convectifs des pixels correspondant en fait à la bande brillante de régions stratiformes. Il est nécessaire de palier à ce genre de fausse détection ;
- l'efficacité de l'algorithme stratiforme dépend du protocole de balayage et de l'altitude de la bande brillante. Elle diminue avec la distance (i) car le volume de résolution s'élève en altitude et augmente en taille, et (ii) en raison de la baisse d'échantillonnage à la verticale d'un point. La bande brillante est constatée difficile à détecter au-delà de 80 km du radar. Un avantage est trouvé à fusionner les régions stratiformes déterminées à deux pas de temps successifs (combinaison des deux cycles du protocole de balayage).

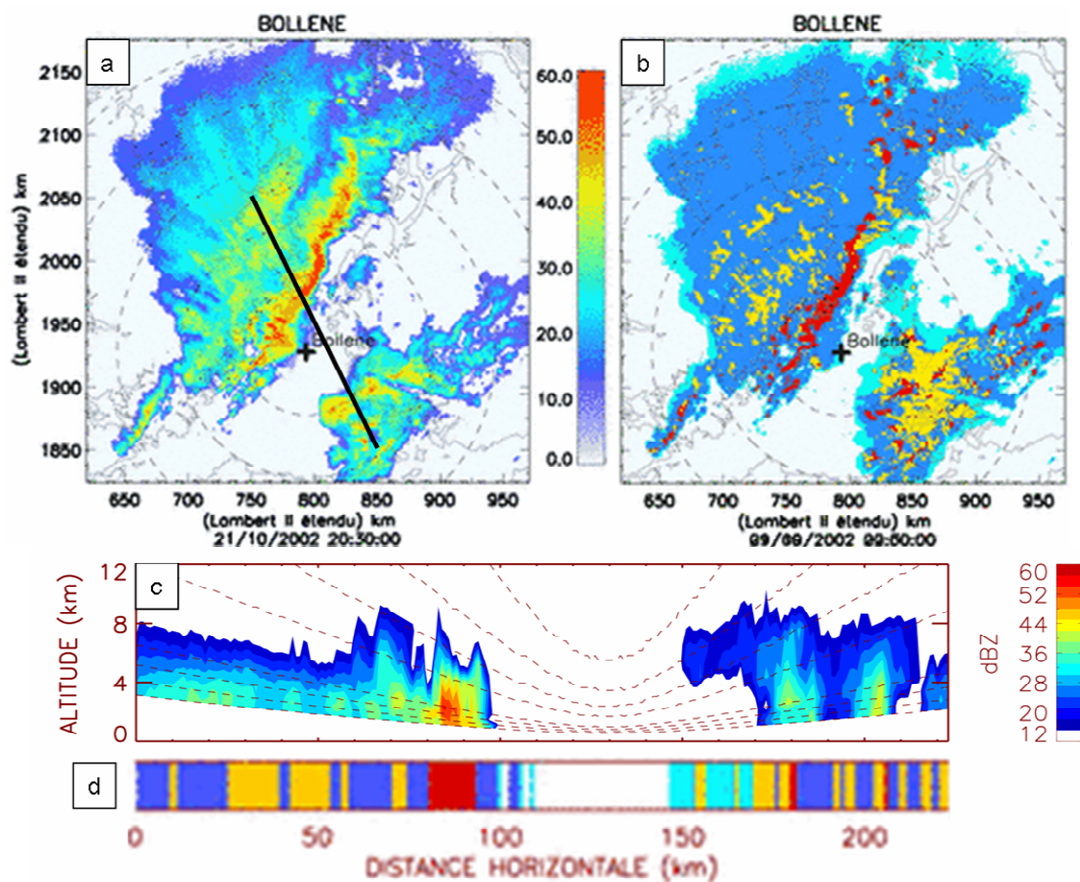


Figure 2.11 - typologie des précipitations pour le cas du front froid observé le 21 octobre 2002 à 20h30 T.U.

De manière générale, les deux algorithmes sont limités en distance au radar (environ 80 km). Une procédure complémentaire est donc utilisée pour identifier les types de pluie à longue distance du radar. Elle est basée sur la reconnaissance de forme des structures verticales de réflectivité (voir paragraphe 2.7).

Ces différents constats incitent à élaborer un arbre de décision afin de séparer correctement les types de pluies, en utilisant conjointement les deux algorithmes à proximité du radar. Cette première partition est couplée avec le calcul du Profil Vertical de Réflectivité conditionné par le type de pluie. En retour, les PVRs identifiés sont utilisés pour opérer une séparation à plus grande distance. Cette méthode est basée sur l'hypothèse de stationnarité spatiale de la structure verticale des précipitations sur le domaine de détection du radar.

L'identification du PVR conditionné par le type de pluie est abordée dans le paragraphe suivant.

2.6 Le Profil Vertical de Réflectivité

Les travaux présentés dans ce document traitent pour une large part de l'identification du Profil Vertical de Réflectivité. Cette étape dans les traitements de la donnée radar constitue notre principale contribution à TRADHy. Le sujet est développé dans les chapitres 3, 4 et 5 auxquels nous renvoyons le lecteur. Nous nous contentons dans ce paragraphe de poser la problématique posée par l'hétérogénéité verticale des précipitations, d'introduire le concept de PVR et de présenter succinctement la démarche de traitement suivie.

2.6.1 une source d'erreur physique et métrologique

Une des principales sources d'erreur affectant l'estimation des précipitations par radar météorologique est causée par la variabilité verticale du facteur de réflectivité (Joss et Waldvogel, 1990). Ce dernier constitue une signature des propriétés physiques des hydrométéores au cours de leur chute : phase, composition, propriétés diélectriques, distribution granulométrique... Les figures 2.1 et 2.2 montrent que le facteur de réflectivité présente des variations horizontales et verticales au sein du champ pluvieux. L'estimation quantitative des précipitations par radar nécessite une « fonction de transfert » pour convertir les mesures en altitude en estimations de facteur de réflectivité équivalent à un niveau de référence proche du sol (figure 2.12). Cette fonction est le Profil Vertical de Réflectivité (noté aussi PVR).

En outre, le tableau 1.1 et la figure 1.4 indiquent que l'altitude et la taille du volume de résolution augmentent avec la distance. La mesure peut alors être représentative d'une importante tranche d'altitude de l'atmosphère (figure 2.12). Cela remet en cause l'hypothèse d'homogénéité de la réflectivité radar dans le volume sondé (paragraphe 1.5). Pour ces raisons, l'échantillonnage du radar doit être pris en compte pour le traitement du PVR.

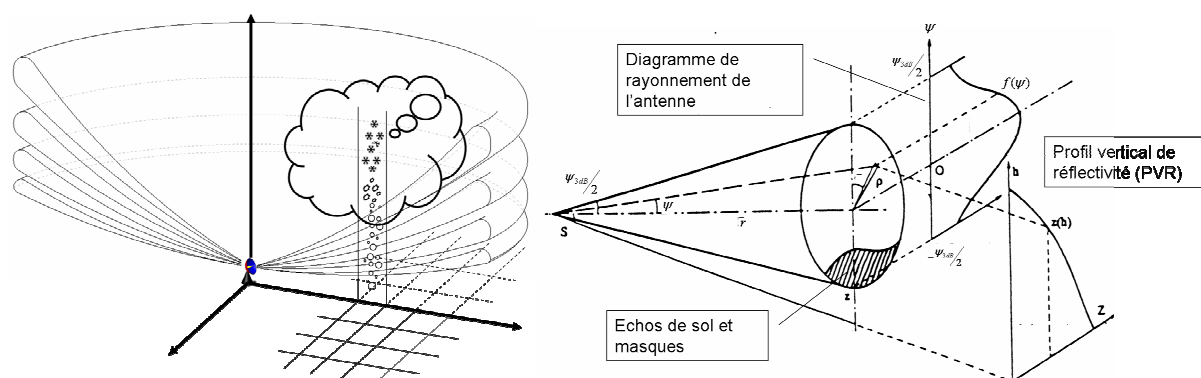


Figure 2.12 – A droite, coupe d'auscultation de l'atmosphère par un radar météorologique (les échelles ne sont pas respectées). Le schéma représente 4 PPI avec la courbure, et l'élargissement du faisceau avec la distance au radar. Le domaine géographique de détection est discrétisé au sol selon un repère cartésien. L'estimation du PVR amène à considérer des colonnes au droit de chaque pixel, à l'intérieur desquelles les propriétés de rétrodiffusion des hydrométéores évoluent. A gauche, sources d'erreur affectant la mesure par radar météorologique. Le faisceau radar s'élargit avec la distance et le volume d'échantillonnage augmente, dégradant la perception des variations verticales du facteur de réflectivité (adapté d'après Andrieu et al., 1995)

Les figures 2.10 et 2.11 montrent que l'écart entre le facteur de réflectivité observé en altitude et le facteur de réflectivité au sol dépend fortement du type de précipitation (Chapon, 2006). La physique des pluies a en effet une influence significative sur le PVR. Cette influence est illustrée par la figure 2.13. Elle présente des distributions de facteur de réflectivité en fonction de l'altitude observées pour le types de pluie convectif et stratiforme. Le détail de leur calcul est donné dans le chapitre 3. On notera que les gammes de valeurs et les profils médians de ces distributions sont très distincts.

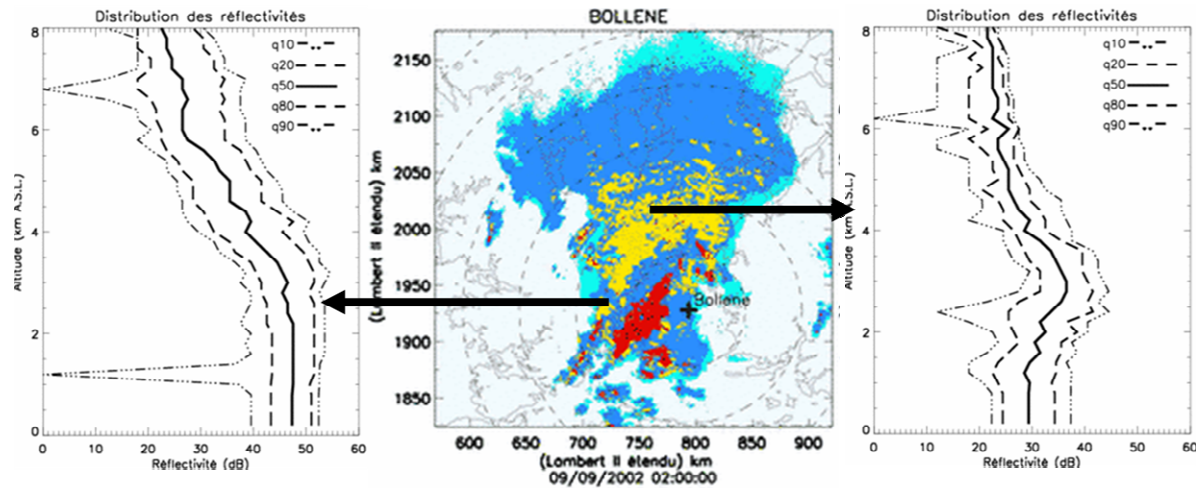


Figure 2.13 - types de précipitations et variations verticales du facteur de réflectivité associées (en dBZ). Les figures sur les côtés présentent les quantiles 10, 20, 50, 80 et 90 % de la distribution statistique du facteur de réflectivité en fonction de d'altitude pour les pixels convectifs (à gauche) et les pixels stratiformes (à droite). Ces distributions correspondent aux observations comprises entre 01h00 et 02h00 UTC (1 heure) le 9 septembre 2002

La figure 2.14 présente un schéma pour les deux types de PVR. L'homogénéité verticale présentée par les cellules convectives se caractérise par de faibles gradients verticaux de réflectivité sur les images radar. Dans ce contexte, l'erreur causée par l'élévation de l'altitude de mesure avec la distance reste relativement faible, même aux grandes distances. Le cas stratiforme est plus problématique. Si le radar échantillonne l'atmosphère au niveau de la bande brillante seulement, cela peut induire une surestimation du taux précipitant au sol d'un facteur important (5 dans un cas extrême). Si le faisceau du premier PPI échantillonne le nuage au-dessus de la bande brillante, dans la zone mixte de l'atmosphère qui correspond à une décroissance importante du facteur de réflectivité, une sous-estimation du taux précipitant est induite.

Dans la suite, le PVR correspondant au type de précipitation indéterminé est peu figuré. Nous en donnons des exemples dans l'annexe A3. Dans le traitement, l'utilisation du PVR type « global » (tous types de pluie confondus) est préférée en remplacement du PVR « indéterminé » pour des raisons de robustesse.

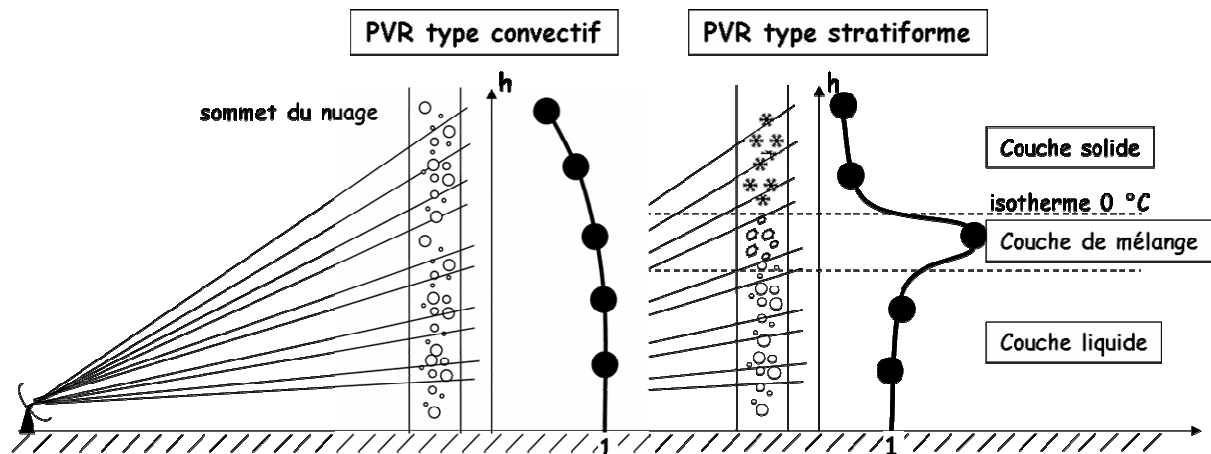


Figure 2.14 – échantillonnage des variations verticales du facteur de réflectivité. La forme du PVR est indiquée en trait plein (réflectivité normée) ; l'échantillonnage discret du PVR par le radar est figuré par les points noirs. A gauche, le cas convectif (sans évaporation dans les basses couches de l'atmosphère), à droite le cas stratiforme (pas d'éventuel processus de croissance ou d'évaporation des hydrométéores sous la bande brillante).

En résumé, la combinaison de la variation verticale du facteur de réflectivité et des effets d'échantillonnage du faisceau radar perturbe fortement l'estimation de la pluie au sol par radar météorologique. Pour pouvoir corriger les effets du PVR à toute distance au radar, il est nécessaire de l'identifier conditionnellement au type de pluie en s'affranchissant des effets du faisceau.

2.6.2 définition du Profil Vertical de Réflectivité

Un radar utilisé comme pointeur vertical (Berne, 2002) permet d'estimer un Profil Vertical du facteur de Réflectivité radar équivalent « vrai » $Z(\underline{x}, h, t)$ à différentes altitudes h à la position $\underline{x}$ en fonction du temps t . Ce profil est noté « PVRnn vrai » par la suite. L'indice « nn » signifie qu'il est non normé ; il est « vrai », car affranchi de toute altération par l'échantillonnage du radar (sauf éventuelle atténuation, en bande X par exemple). Malheureusement, il est impossible de connaître à chaque instant et en tout point les valeurs $Z(\underline{x}, h, t)$ du champ pluvieux avec un radar conventionnel. L'échantillonnage de ce dernier est discret dans le temps et l'espace à la verticale d'un point géographique. Par exemple, le radar de Bollène en 2002 n'échantillonne une verticale qu'en huit points au plus à chaque cycle de 5 min. Identifier un PVR dans cette configuration nécessite de travailler sur des

ensembles de mesures. Ils sont définis sur des domaines spatio-temporels sur lesquels le PVR est supposé homogène.

Au sein de ces zones, le facteur de réflectivité est de plus supposé pouvoir se décomposer en deux termes orthogonaux de variation horizontale et de variation verticale (Andrieu et Creutin, 1995). Ce dernier terme correspond au PVR. La décomposition est admise indépendante du temps :

$$Z(\underline{x}, h) = Z(\underline{x}, h_0)z(h) \quad (2.3)$$

- $Z(\underline{x}, h)$ est le facteur de réflectivité déduit de la mesure radar à la localisation $\underline{x}$ et à l'altitude h ;
- $Z(\underline{x}, h_0)$ est le facteur de réflectivité colocalisé au niveau de référence h_0 (à proximité du sol) ;
- $z(h)$ est le Profil Vertical de Réflectivité à l'altitude h .

Ainsi défini, le PVR est une fonction de réflectivité normée (Vignal et al., 1998). Il correspond bien à cette « fonction de transfert » qui permet (i) la déconvolution d'une mesure des effets de faisceau et (ii) son extrapolation au niveau du sol.

Notons $\mathcal{D}$ le domaine spatio-temporel sur lequel $z(h)$ est supposé homogène. Un PVR de référence z^{ref} est ainsi associé à chaque domaine $\mathcal{D}$ considéré. En pratique, notre objectif revient à estimer z^{ref} à partir des mesures radar effectuées sur $\mathcal{D}$. Le domaine est défini dans le chapitre 3. Les chapitres 4 et 5 détaillent plusieurs estimateurs z^* de z^{ref} . Notons que la compilation des mesures sur $\mathcal{D}$ implique une approche stochastique pour le traitement. Par exemple, un estimateur z^* peut s'écrire à partir de la décomposition (2.3), avec un rapport d'espérances E de facteurs de réflectivité :

$$z^*(h) = \frac{E(Z(h))}{E(Z(h_0))} \approx z^{ref}(h) \quad (2.4)$$

(nous justifierons dans le chapitre 4 cette formulation du PVR en rapport d'espérances). Au vu des processus microphysiques complexes qui interviennent lors de la chute des particules, une certaine dispersion est attendue autour de cette fonction représentative. Par conséquent, la question de l'homogénéité de z^* sur $\mathcal{D}$ est posée. Il convient ainsi de distinguer le PVRnn « vrai » et physique, du PVR estimé z^* dont la nature est stochastique.

Notons que l'hypothèse de décomposition du facteur de réflectivité en deux termes orthogonaux est associée à une certaine conceptualisation du champ de réflectivité. Sur $\mathcal{D}$, ce dernier est assimilé à un ensemble de PVRnn locaux de variations verticales constantes, mais

d'amplitude variable. Ces variations sont connues par la fonction PVR $z(h)$. Les PVRnn diffèrent par les valeurs de référence $Z(\underline{x}, h_0)$, qui agissent comme un facteur d'amplitude.

2.6.3 démarche de traitement

La correction de l'hétérogénéité verticale des précipitations dans le traitement des mesures radar s'organise généralement en deux étapes. La première (et la plus délicate) est l'estimation du PVR. Ensuite, la correction s'appuie sur l'hypothèse de son homogénéité sur $\mathcal{D}$. La fonction z^* est combinée avec les mesures échantillonnées à la verticale d'un pixel pour estimer le facteur de réflectivité au sol. Cette opération tient compte des effets de faisceau en convoluant la forme du PVR avec une modélisation du faisceau radar.

La méthode d'identification du PVR employée dans ces travaux améliore un algorithme existant proposé par Andrieu et Creutin (1995) et développé par Vignal et al. (1998). Les améliorations concernent (i) l'utilisation de la procédure développée par Germann et Joss (2002) comme estimation a priori du PVR à identifier et (ii) l'application de l'algorithme sur des domaines géographiques pour lesquels le type de précipitation est homogène.

Les approches développées par Germann et Joss (2002) et Andrieu et Creutin. (1995) pour identifier le PVR à partir de données radar volumiques sont très différentes. Germann et Joss (2002) favorisent une détermination directe du PVR en moyennant des réflectivités d'altitude constante observées au voisinage du radar. Ils obtiennent un PVR (appelé PVR « apparent », noté z_a^*) influencé par les effets du faisceau qui tendent à lisser la forme du PVR vrai. Ces effets sont d'autant plus limités que le voisinage choisi est restreint. La méthode d'identification du PVR proposée par Andrieu et Creutin (1995) et Vignal et al. (1998) vise à retrouver le PVR le plus cohérent avec les rapports de mesures radar à des angles d'élévation multiples et des distances croissantes. Un modèle théorique exprime la relation entre les rapports et le PVR. Cette méthode permet de filtrer les effets d'échantillonnage du radar dans l'estimation du PVR, et de tirer bénéfice de mesures effectuées à de plus grandes distances. Le PVR ainsi identifié est appelé PVR « inversé », noté z_{inv}^* . Mais la méthode est très sensible au choix du PVR considéré a priori pour initialiser l'algorithme d'identification.

Les améliorations proposées combinent donc les avantages des deux méthodes précédentes. Cependant, une difficulté est d'identifier le PVR sur des supports géographiques variables dans le temps.

2.7 Couplage de la séparation par type de pluie avec l'identification du PVR

A la suite des considérations développées dans les deux paragraphes précédents, une procédure de couplage entre la séparation des types de pluie et l'identification du PVR est suivie.

2.7.1 partition préliminaire selon le type de pluie

Les données de ce traitement sont les volumes de réflectivité au pas de temps de 5 min. Elles sont traitées des échos fixes et des masques. Dans un premier temps, l'identification du type de précipitations est opérée au voisinage du radar.

- l'algorithme stratiforme de Sanchez-Diezma est appliqué pour déterminer les zones de bande brillante avérée. Son altitude moyenne est calculée. La distance limite de détection est aussi évaluée ; elle correspond à la distance où le faisceau de site le plus bas coupe cette altitude ;
- l'algorithme convectif est appliqué à tous les PPI séparément, sans considérer les résultats de la détection stratiforme.

Un arbre de décision est alors appliqué pour chaque pixel de la grille radar cartésienne. Il tient compte des sorties de l'algorithme convectif à tous les angles d'élévation, et de l'occurrence de la bande brillante. Plus précisément :

- sur les 8 angles d'élévation, s'il existe au moins N_{cd} détections convectives en dehors d'un intervalle d'altitude ± 0.5 km encadrant la bande brillante, le pixel est identifié convectif. Le seuil N_{cd} dépend du protocole de balayage ; il est empiriquement lié au nombre de mesures en dehors de la bande brillante en fonction de la distance du pixel au radar. Des valeurs représentatives sont $N_{cd} = 4, 3, 2$ et 1 pour les intervalles de distance $[0-20]$ km, $[20-40]$ km, $[40-150]$ km et $[> 150]$ km] respectivement ;
- une bande brillante, détectée à la verticale d'un pixel non classé convectif, l'identifie comme pixel « stratiforme avec bande brillante ». Par ailleurs, un pixel de nature indéterminée sera aussi considéré « stratiforme avec bande brillante » si une bande brillante a été détectée au pas de temps précédent (5 min.). Cela permet de tirer parti de la stratégie bi-cyclique d'observation implémentée durant l'expérience Bollène 2002.

2.7.2 identification conditionnelle des PVRs

Les facteurs de réflectivité typés sont utilisés pour estimer les PVRs convectif et stratiforme avec la procédure présentée paragraphe 2.6. Les données utilisées incluent, en plus du pas de temps courant, les pas de temps inscrits dans l'heure précédente avec un rafraîchissement toutes les 5 min.

Ces PVRs sont utilisés à la fin du traitement pour calculer des facteurs correctifs de réflectivité aux divers angles de site (voir paragraphe 2.8). Ils servent également de base à la génération de PVRs convectifs et stratiforme apparents en fonction de la distance au radar. Ils permettent ainsi de considérer l'échantillonnage discret sur la verticale (voir figure 2.11) et les effets intégrateurs du faisceau. Ces PVRs apparents simulés sont utilisés pour étendre la séparation des types de pluie.

2.7.3 partition à longue distance

Il s'agit de comparer le PVRnn local avec le PVRnn apparent généré en fonction de la distance. Le critère de comparaison est un coefficient de corrélation. Les pixels encore indéterminés (notamment à longue distance) sont considérés. Cette technique est efficace pour étendre les zones de pluie stratiforme, mais reste limitée pour les pluies convectives. La meilleure méthode employée jusqu'à présent consiste à étendre les régions stratiformes, en considérant un seuil de 0.95 sur le critère de corrélation entre le PVRnn local et le PVRnn apparent simulé.

Les résultats de la séparation par type de pluie sont présentés pour les deux exemples sur les figures 2.15 et 2.16. On y constate que les régions convectives du SCME (8-9 septembre 2002) et du front froid (21 octobre 2002) sont correctement identifiées jusqu'à une distance de 100 km. Les régions stratiformes sont significativement et relativement bien étendues avec la seconde étape de partition de la pluie, basée sur la comparaison des PVRs. Ecarter les détections de l'algorithme convectif à l'altitude de la bande brillante se révèle efficace pour éviter les détections convectives aberrantes en zone stratiforme. Adapter le nombre de détections convectives N_{cd} en fonction de la distance améliore les performances de l'algorithme convectif à toute distance.

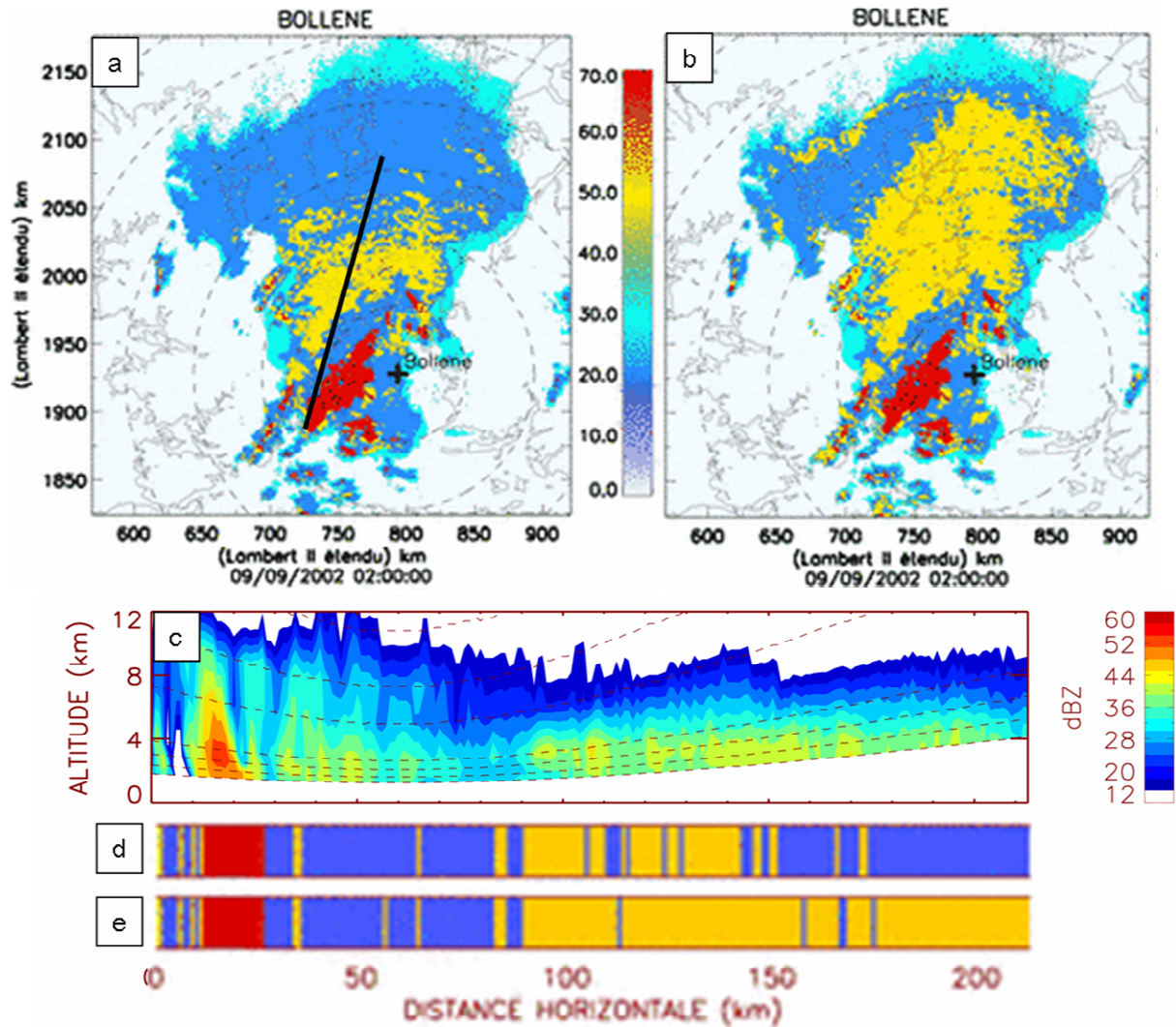


Figure 2.15 – Cas du 9 septembre à 02h00 T.U. : (a) résultats de la partition préliminaire selon le type (rouge : convectif ; jaune : stratiforme ; bleu : indéterminé) ; (b) – résultats finaux de la partition. (c) coupe verticale du champ après traitement des échos fixes ; (d) bandes de couleurs indiquant les résultats de la partition préliminaire le long de la coupe verticale ; (e) bandes de couleurs indiquant les résultats de la partition finale.

Cependant, les limites aux longues distances des deux algorithmes sont visibles sur les exemples présentés. La partie nord du front froid est classifiée à tort convective (voir figure 2.16.b). La zone orageuse sur la partie droite de la figure 2.16.d est caractérisée par des classifications inconsistantes et très variables. Notons également que des échos de relief, très influents sur le radar de Bollène, limitent probablement l'efficacité de la typologie de la pluie. En effet, ils créent des régions étendues pour lesquelles les données sont interpolées aux faibles angles de site.

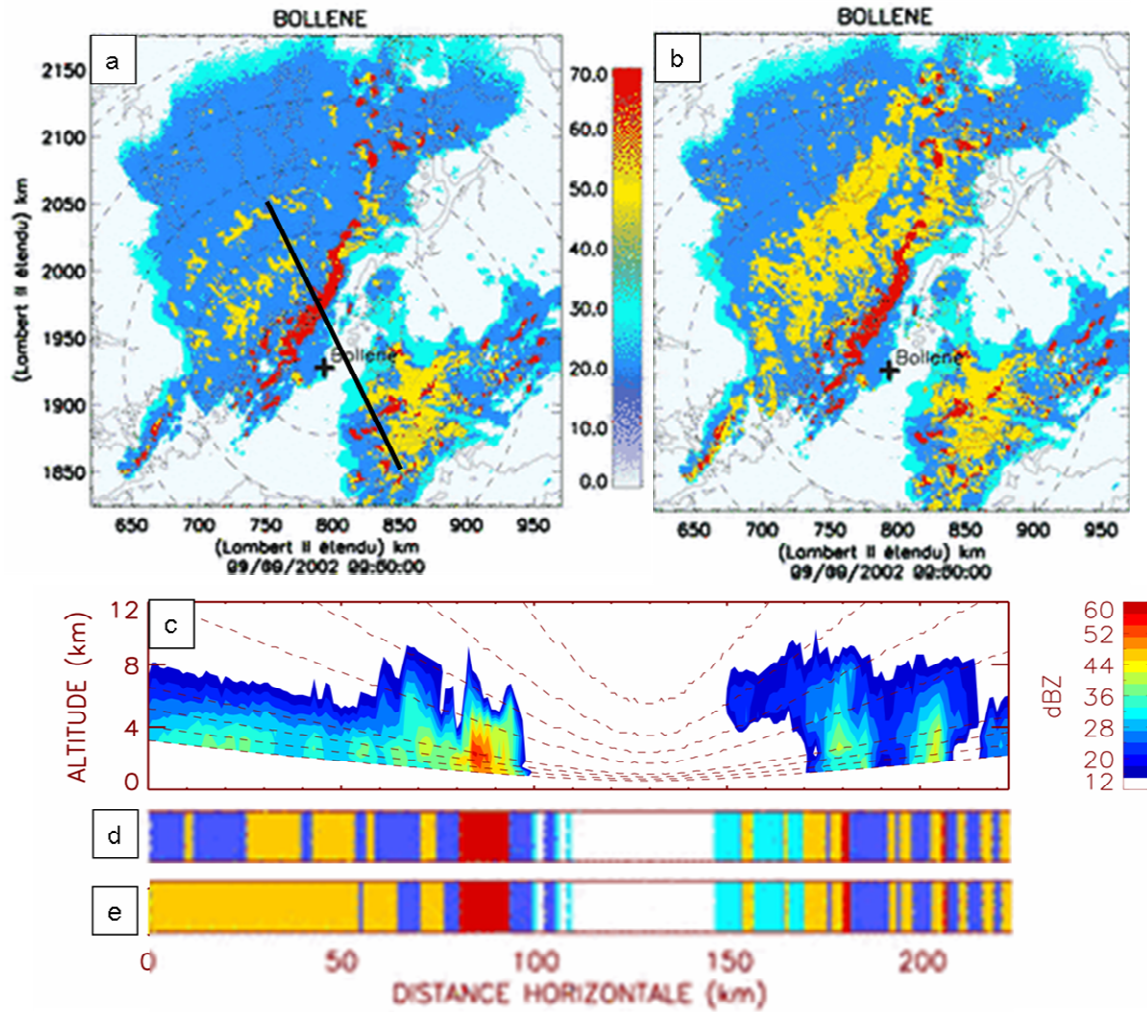


Figure 2.16 - typologie des précipitations pour le cas du front froid observé le 21 octobre 2002 à 20h30 T.U.

2.8 Détermination de l'intensité des précipitations au sol

Une fois les effets d'interaction entre le faisceau et le relief corrigés, le type de pluie et les PVRs identifiés, il peut être envisagé de projeter le facteur de réflectivité 3D à proximité du sol, afin de le convertir en intensité. Cette question couvre deux aspects qui doivent être traités consécutivement : (i) l'estimation d'un facteur de réflectivité à proximité du sol à partir des mesures disponibles en altitude et (ii) l'application d'une relation « Z-R », afin de convertir le facteur Z à proximité du sol en intensité pluvieuse R .

2.8.1 projection de la réflectivité à proximité du sol

La projection du facteur de réflectivité à proximité du sol est une question traitée depuis les débuts du radar météorologique. Plusieurs solutions peuvent être envisagées. Certaines ne sont pas adaptatives dans le temps, comme la stratégie CAPPI, qui correspond à une vue panoramique à altitude constante de l'échantillonnage radar. Nous pouvons également choisir une procédure de sélection de l'angle de site le plus bas non contaminé par les effets de relief. Une technique adaptative est proposée par Joss et Germann (2000) : à tout angle de site, la mesure est corrigée du PVR estimé en temps réel ; puis le facteur de réflectivité à proximité du sol est calculé comme une moyenne exponentiellement pondérée par l'altitude mesures corrigées.

La procédure utilisée dans TRADHy est une extension de cette technique. Au droit de chaque pixel et pour chaque angle de site, les effets de masques, le PVR et le volume de résolution servent à définir un facteur correctif. Ce dernier sert à convertir le facteur de réflectivité à l'altitude considérée en son équivalent « sol ». Le facteur correctif relatif au volume de résolution centré en $D_0(r_0, \theta_0, \varphi_0)$ s'écrit :

$$FC(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \frac{8 \cdot \ln 2}{\pi \cdot \psi_{3dB}^2} \iint_{\theta \varphi} I(r_0, \theta, \varphi) \cdot f^4(\theta, \varphi) \cdot \overline{z(r_0 \cos \theta)} \cdot \sin(\theta) \cdot d\theta \cdot d\varphi \quad (2.5)$$

- ψ_{3dB} est l'ouverture du faisceau à 3dB ;
- f^4 est la distribution angulaire normée de l'énergie par rapport à l'axe du faisceau ;
- $I(r_0, \theta, \varphi)$ représente les pertes de puissances relatives aux effets de masquage. Ce terme est calculé par simulation numérique selon la procédure proposée par Delrieu et al. (1995) ;
- z est le PVR normé, calculé en continu. C'est ce terme qui rend la correction adaptative.

Au droit d'un pixel, le facteur de réflectivité estimé à proximité du sol Z_{sol} est une combinaison des facteurs de réflectivité corrigés en altitude :

$$Z_{sol} = \frac{\sum_{n=1}^{N_{ms}} P_n \cdot FC_n \cdot Z_n}{\sum_{n=1}^{N_{ms}} P_n} \quad (2.6)$$

- N_m : nombre de mesures à la verticale du pixel, équivalent au nombre d'angles d'élévation ;

- Z_n : facteur de réflectivité à un angle de site ;
- FC_n : facteur correctif correspondant ;
- P_n : poids accordé à la réflectivité corrigée dans la combinaison.

Les poids P_n sont définis par la formule suivante :

$$P_n = \left[\max \left(FC_n ; \frac{1}{FC_n} \right) \right]^{-2} \quad (2.7)$$

(max : valeur maximum)

Cette formulation favorise les angles d'élévation avec la meilleure visibilité et pénalise ceux qui ont des facteurs correctifs importants (dus au masque ou au PVR). Elle valorise le protocole de balayage volumique du radar.

2.8.2 application d'une relation Z-R

En dernière étape des traitements, le facteur de réflectivité estimé à proximité du sol doit être converti en intensité pluvieuse. L'utilisation de relations de conversion « Z-R » est problématique, car il n'existe pas de mesures de distribution granulométrique des particules (DGP) au sol et de relations Z-R spécifiques au Cévennes relatives à l'expérience « Bollène 2002 ». Ces mesures ont débuté en automne 2004 (Chapon et al., 2008). Faute de mieux, des relations employées pour le traitement de données du réseau radar étasunien NEXRAD sont utilisées. Elles sont définies ainsi :

$Z = 300.R^{1.4}$ pour les pluies convectives

$Z = 200.R^{1.6}$ pour les autres types de pluie (relation de Marshall-Palmer)

Des estimations de pluie au sol sont fournies sur des grilles à maille kilométrique au pas de temps de 5 min.

2.9 Conclusion

Les données recueillies au cours de l'expérience « Bollène 2002 » ont servi de support au développement d'une série d'algorithmes pour l'estimation quantitative des précipitations en région montagneuse par radar à analyse volumique de l'atmosphère. L'influence significative de l'orographie et de la variabilité spatiale des précipitations dans le signal radar a conduit à l'élaboration de techniques de correction adaptatives en espace et en temps.

L'interaction onde-relief sert au contrôle préliminaire de la stabilité du signal radar. Les innovations concernent tout d'abord l'identification des échos parasites (principalement

causés par le relief et les obstacles anthropiques), significatifs à la longueur d'onde utilisée. Une technique basée sur la variabilité tir à tir du signal radar permet de les détecter afin de corriger l'image radar sur le domaine de détection.

Ensuite, se pose la question de la séparation automatique du champ pluvieux en deux types de précipitations convectives et stratiformes. Deux algorithmes proposés dans la littérature sont utilisés. L'échantillonnage du radar est constaté limiter leurs performances à longues distance.

En parallèle, la correction de l'hétérogénéité verticale des précipitations est traitée avec l'identification du PVR. La méthode suivie améliore un algorithme existant proposé par Andrieu et Creutin (1995). Il est initialisé avec une estimation du PVR au voisinage du radar. Il est appliqué sur des domaines géographiques de type de précipitation homogène.

Le couplage du calcul du PVR avec la typologie des pluies permet une partition du champ pluvieux par type à plus longue distance du radar : (i) l'implémentation des algorithmes de typologie fournit une première partition valide à courte distance (typiquement 60-80 km) ; (ii) cette première partition sert de base à l'identification des PVRs convectifs et stratiformes ; (iii) les PVRs identifiés sont utilisés pour étendre la typologie du champ pluvieux par comparaison avec la structure locale. La procédure complète fournit des résultats en terme de séparation acceptables. Des limites de validité sont cependant constatées vers 100 km, indiquant que la robustesse de l'algorithme doit encore être améliorée. On peut également envisager une partition plus fine du champ pluvieux.

Finalement, des facteurs correctifs, intégrant les diverses sources d'erreur préalablement considérées, sont calculés pour chaque angle de site. Leur moyenne pondérée permet le calcul de la réflectivité « au sol ». Cette dernière est enfin convertie en intensité pluvieuse.

Deuxième partie

Traitement de

l'hétérogénéité verticale des précipitations

Chapitre 3

Introduction à l'identification des Profils Verticaux de Réflectivité

Sommaire

3.1	Introduction	53
3.2	Effets de l'échantillonnage du PVR par le radar	54
3.2.1	limites d'auscultation de l'atmosphère	54
3.2.2	dégradation de la mesure par le faisceau : dispersion d'échantillonnage du PVR 55	
3.2.3	problématique d'estimation du PVR relative à l'échantillonnage	58
3.3	Définition du domaine d'estimation $\mathcal{D}$ du PVR.....	59
3.3.1	variabilité naturelle du PVR et domaines d'estimation.....	59
3.3.2	caractéristiques spatiales et temporelles du domaine d'estimation du PVR	61
3.3.3	bilan	63
3.4	Définitions et notations	64
3.4.1	commentaires sur la démarche de traitement	64
3.4.2	notations	65
3.5	Conclusion.....	65

3.1 Introduction

Nous avons posé dans le chapitre 2 la problématique de l'hétérogénéité verticale des précipitations (section 2.6.1) pour l'estimation quantitative des précipitations par radar. Nous avons introduit le concept de Profil Vertical de Réflectivité (section 2.6.2) et présenté succinctement la démarche de traitement suivie afin de corriger les erreurs associées (section 2.6.3). Les chapitres qui suivent apportent des développements sur ce sujet.

L'identification du PVR est délicate en raison de la variabilité du facteur de réflectivité. Nous montrons que cette variabilité est pour partie liée à l'échantillonnage du radar (paragraphe 3.2) et pour partie naturelle (paragraphe 3.3). Ces deux éléments conditionnent la définition du domaine spatio-temporel d'estimation $\mathcal{D}$ du PVR.

3.2 Effets de l'échantillonnage du PVR par le radar

Dans des conditions idéales, l'identification du PVR s'appuierait sur un échantillonnage instantané, complet et continu de l'atmosphère. Cet échantillonnage serait en outre libre de tout effet du faisceau (le faisceau serait infiniment fin). Cependant, parce qu'elle reste limitée en nombre de sites, l'auscultation du radar est discrète en temps et en espace. De plus, en raison de l'épaisseur du faisceau, elle est biaisée. Ces imperfections d'échantillonnage, qui posent la problématique d'estimation du PVR avec un radar météorologique, sont détaillées dans ce paragraphe.

L'échantillonnage du PVR par le radar est illustré par simulation (figure 3.1). Afin de simplifier la présentation, nous supposons le PVR homogène sur le domaine de détection dans ce paragraphe. Le PVR stratiforme « vrai » présenté dans la figure 3.2 et le PVR convectif « vrai » de la figure 3.3 sont inspirés des PVRs observés le 9 septembre 2002 à 02h00 TU. L'échantillonnage (figuré par les altitudes, l'incidence et l'épaisseur des faisceaux) est celui du radar de Bollène en automne 2002. Nous reprenons les notations du chapitre 2.

3.2.1 limites d'auscultation de l'atmosphère

A proximité du radar, et en l'absence d'éventuelles perturbations causées par le relief (masques et échos fixes), la base du PVR reste assez finement estimée. Les mesures effectuées aux sites les plus bas sont suffisamment proches du sol pour considérer la différence de facteur de réflectivité entre les deux niveaux d'altitude peu significative. A plus grande distance, en raison de la courbure de la Terre et de l'élévation du faisceau, l'altitude des mesures augmente considérablement et une partie de la base du PVR n'est plus échantillonnée. A des distances importantes, l'échantillonnage du PVR est réduit à quelques valeurs. Les erreurs potentielles liées aux variations verticales du facteur de réflectivité deviennent importantes, surtout en présence de forts gradients verticaux (figure 3.2).

Une auscultation complète et continue du PVR pour son estimation jusqu'à la tropopause (~12 km d'altitude) nécessite la compilation de mesures. Cette compilation s'effectue sur des intervalles de distance qui dépendent du protocole de balayage. Par exemple, dans les conditions d'échantillonnage du radar de Bollène en automne 2002, l'intervalle défini à partir du radar doit s'étendre jusqu'à 50 km de distance environ (figure 3.3).

Cependant, le cas idéal d'une auscultation avec un nombre important de sites ne garantirait pas l'estimation correcte d'un PVR local (attaché à un pixel du domaine géographique de

détection). En effet, la finesse de l'échantillonnage dépend également de la largeur du faisceau à la distance considérée.

3.2.2 dégradation de la mesure par le faisceau : dispersion d'échantillonnage du PVR

Andrieu et Creutin (1995) ont proposé une description de l'impact du PVR sur la mesure quantitative des précipitations au sol par radar, en incorporant cette fonction dans l'équation de la puissance rétrodiffusée vers le radar (équation 1.1). Cette démarche permet aussi de préciser l'influence des caractéristiques du radar et de la distance sur la perception du PVR. Considérons le facteur de réflectivité équivalent $Z(\underline{x}, h)$ échantillonné par le radar sur un intervalle d'altitude imposé par la largeur du faisceau. $Z_{app}(\underline{x}, h)$ est le facteur de réflectivité apparent qui correspond à son estimation, selon l'hypothèse d'homogénéité dans le volume de résolution. Une expression simplifiée décrit la convolution de la fonction PVR $z(h)$ avec le diagramme de rayonnement de l'antenne. Ce dernier joue le rôle d'une fonction de pondération angulaire du faisceau dans le volume de résolution (Vignal et al., 1998) :

$$Z_{app}(\underline{x}, h) = \frac{\int_{H^-(\underline{x}, \theta_0, \psi_{3dB})}^{H^+(\underline{x}, \theta_0, \psi_{3dB})} f^2(\underline{x}, h) Z(\underline{x}, h) dh}{\int_{H^-(\underline{x}, \theta_0, \psi_{3dB})}^{H^+(\underline{x}, \theta_0, \psi_{3dB})} f^2(\underline{x}, h) Z(\underline{x}, h_0) z(h) dh} \quad (3.1)$$

- ψ_{3dB} est l'angle d'ouverture du faisceau à -3 dB définissant le volume de résolution ;
- H^- et H^+ sont respectivement les limites d'altitude inférieures et supérieures du faisceau, fonction de $\underline{x}$, θ_0 et ψ_{3dB} ;
- f^2 est la fonction de gain en puissance normalisée. Elle représente la répartition de l'énergie à l'intérieur du faisceau à l'altitude h selon le modèle gaussien de Probert-Jones (voir annexe A1).

Dans la direction verticale, chaque mesure est une valeur intégrée, notamment du PVR, sur un intervalle d'altitude correspondant à la section d'ouverture du faisceau. Cet effet est illustré dans la figure 3.1. $Z_{app}(\underline{x}, h)$ est plus représentatif de la partie de PVR la plus illuminée par le faisceau ; il est moins représentatif des autres parties. L'altération est plus significative en présence de forts gradients verticaux de facteur de réflectivité. Elle augmente avec la distance.

En complément de l'échantillonnage discret sur la verticale, les figures 3.2 et 3.3 représentent les PVRs apparents théoriquement identifiables avec un grand nombre de sites.

Lorsque les effets du faisceau deviennent importants, les PVRs apparents s'écartent significativement des PVRs « vrais ». On note que la dégradation d'échantillonnage affecte particulièrement la forme de la bande brillante du PVR stratiforme. Pour un PVR stratiforme (convectif), les effets du faisceau sont peu importants à moins de 40 km (80 km) du radar. Au-delà de ces distances, la perception du PVR est significativement altérée.

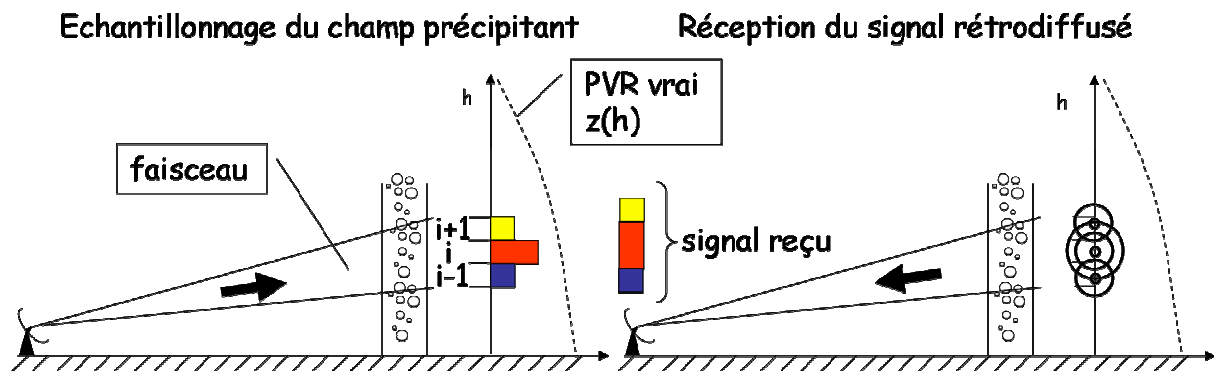


Figure 3.1 – auscultation du PVR. A gauche, échantillonnage par le faisceau radar sur un intervalle d'altitude correspondant à 3 composantes d'altitude discrète du PVR. La répartition de la puissance dans le faisceau et la part supposée d'énergie reçue par composante sont figurées avec la taille des bâtonnets. Les hydrométéores illuminés par le faisceau interagissent inégalement avec l'onde, de part la puissance incidente et leur réflectivité propre. Ils rétrodiffusent par composante et le radar perçoit toutes les contributions en un signal unique (à droite).

On en déduit que la structure verticale du champ des réflectivités est inégalement échantillonnée (et reproduite) par les mesures. La compilation des mesures sur des intervalles de distance constitue une population $Z_{app}(\underline{x}, h)$ apparemment issus de PVRs différents. Ces ensembles de données présentent une variabilité que nous nommerons dispersion d'échantillonnage du PVR.

Notons que l'ouverture du faisceau rend les mesures recouvrantes entre elles très rapidement (cette remarque est cependant discutable, car le faisceau réel ne se limite pas à la fraction utile définie par la coupure à -3 dB, voir paragraphe 1.5).

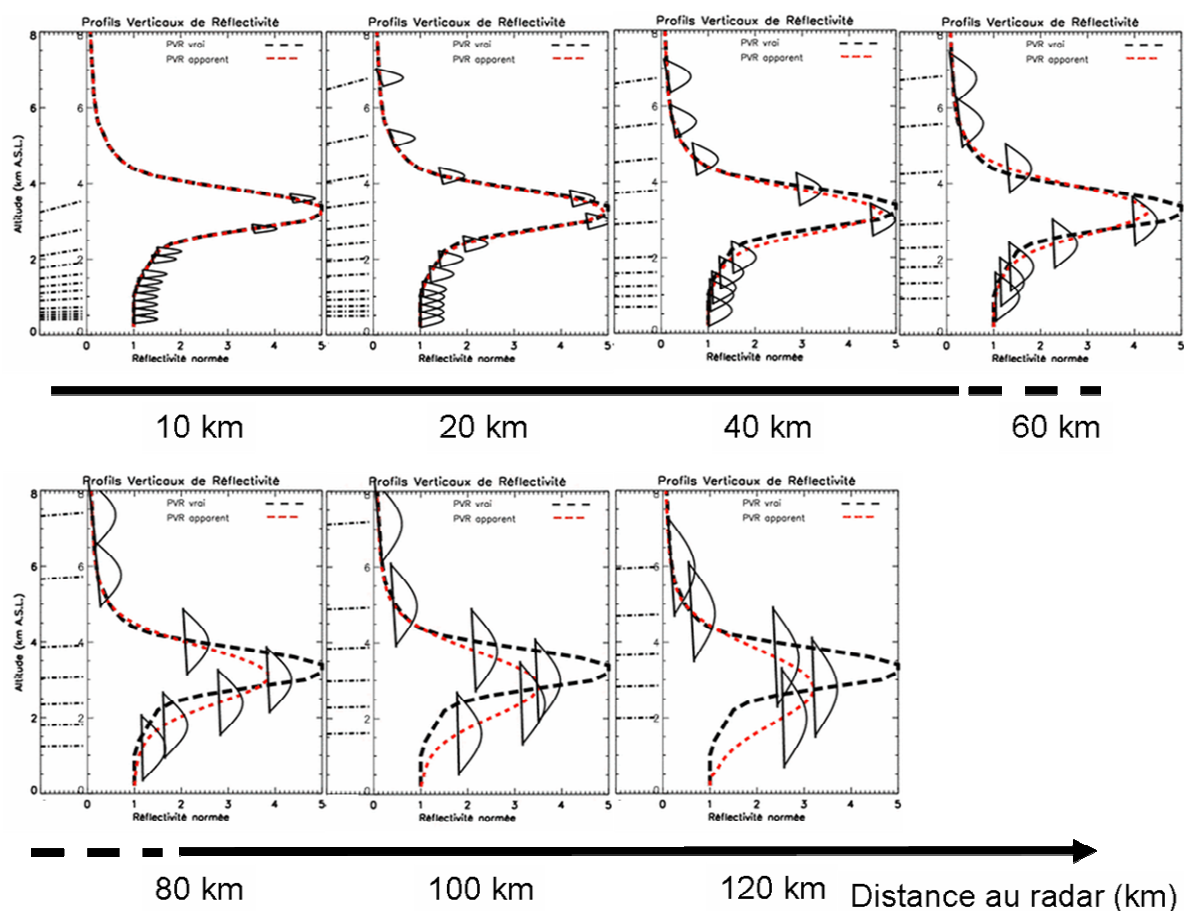


Figure 3.2 – simulation d'échantillonnage d'un PVR type stratiforme (trait noir pointillé) en fonction de la distance au radar. Les profils sont représentés en échelle naturelle ($\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$). L'échantillonnage du radar de Bollène en automne 2002 est reproduit. Les traits pointillés à gauche du PVR figurent l'altitude au centre du faisceau, relative aux angles de site disponibles à moins de 8 km de hauteur. Pour chacun sont représentés l'ouverture de faisceau à -3 dB et le gain en puissance de l'antenne radar selon un modèle gaussien (pour des raisons de représentation, le modèle gaussien figuré est non conservatif en énergie avec la distance). Un facteur de réflectivité apparent résulte de l'intégration de la réflectivité « vraie » sur l'intervalle d'altitude correspondant à l'ouverture du faisceau, pondérée par la répartition d'énergie. Quoique le radar n'effectue qu'un échantillonnage discret sur une verticale à distance donnée, la structure potentiellement perceptible par le radar est figurée en trait rouge.

Une estimation fiable du PVR local nécessite une configuration où (i) les mesures sont recouvrantes en elles, (ii) une continuité d'échantillonnage sur un intervalle d'altitude englobant le PVR est assurée et (iii) telle que le faisceau n'altère pas significativement sa forme. Avec l'échantillonnage du radar de Bollène en 2002, ces conditions pourraient être

réunies pour des cas particuliers de convection moyenne perçue entre 50 et 70 km du radar (ex : lors de l'évènement des 27-28 octobre 2004 au-dessus d'Alès - à 60 km de Bollène -, le sommet des échos radar est situé vers 5 km d'altitude). Mais ces conditions sont discriminatoires pour une identification locale du PVR généralisée au domaine de détection.

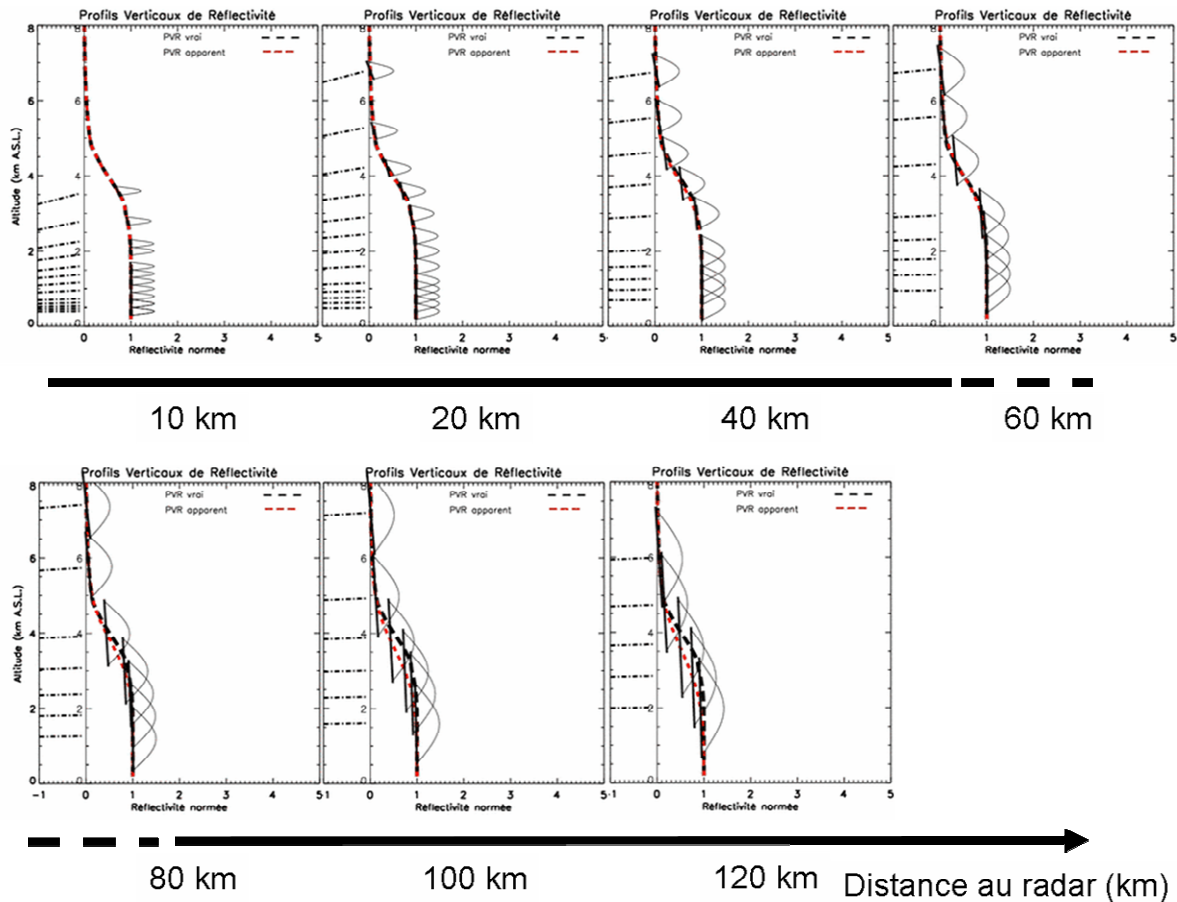


Figure 3.3 – simulation d'échantillonnage d'un PVR type convectif (trait noir pointillé) en fonction de la distance au radar.

3.2.3 problématique d'estimation du PVR relative à l'échantillonnage

Plusieurs constats s'imposent. Premièrement, la portée du radar en vue d'une estimation satisfaisante du PVR est bornée. Ensuite, une auscultation continue du PVR nécessite la compilation de mesures effectuées dans des conditions de distances et de sites différents. Malheureusement, la précision de la mesure radar varie avec la distance selon l'ouverture du faisceau. L'identification du PVR à partir des données radar n'est pas un problème direct, parce que les mesures elles-mêmes sont dégradées par l'échantillonnage. Toute technique

d'estimation du PVR devrait ainsi donner plus de poids aux mesures à courte distance, car elles sont moins biaisées.

Mais prioritairement à la mise en œuvre du calcul, une étape essentielle du traitement est la définition du domaine spatio-temporel d'estimation $\mathcal{D}$ du PVR.

3.3 Définition du domaine d'estimation $\mathcal{D}$ du PVR

En faisant référence aux travaux décrits dans la littérature, nous définissons dans ce paragraphe le domaine d'estimation du PVR. La principale nouveauté de notre cadre de travail est la prise en compte du type de précipitations. Un objectif est de caractériser la variabilité spatio-temporelle de la structure verticale de réflectivité pour les types stratiforme et convectif.

3.3.1 variabilité naturelle du PVR et domaines d'estimation

Les échelles spatiales et temporelles caractéristiques des phénomènes météorologiques sont intimement liées. L'étude du variogramme de l'intensité pluvieuse (chapitre 6) le montre (Lebel, 1984).

L'objectif d'un traitement robuste du PVR conduit ainsi à rechercher une cohérence entre l'échelle spatiale et l'intervalle temporel de travail (Germann et Joss 2002). Par exemple, le calcul d'un PVR à 5 min. et sur une zone de dimension caractéristique 200 km (soit un domaine $\mathcal{D} = [200 \text{ km} \times 5 \text{ min.}]$) est inapproprié ; 5 min. est un pas de temps adéquat pour suivre une cellule convective de dimension caractéristique 10 km. Sur une échelle spatiale de 200 km, plusieurs cellules convectives (voire des zones stratiformes) du champ pluvieux peuvent être amalgamées. Le PVR résultant en caractérise le mélange. Il est alors météorologiquement équivalent, mais statistiquement plus robuste, d'intégrer les mesures sur plusieurs heures. A contrario, un domaine $\mathcal{D} = [1 \text{ km} \times 6 \text{ h}]$ est tout aussi inadéquat : le cumul temporel des profils pendant 6h conduit à un PVR représentatif de l'ensemble des formations pluvieuses (à la microphysique certainement très variée) qui auront transité au droit du pixel kilométrique. Elles auront aussi transité au droit des pixels voisins, ce qui montre l'inutilité d'une telle discrétisation spatiale.

Cette cohérence est généralement respectée dans les travaux antérieurs (Koistinen, 1991 ; Kitchen et al., 1994 ; Andrieu et Creutin, 1995 ; Vignal et al., 1998...). Chaque méthode d'estimation du PVR proposée dans la littérature s'applique dans un domaine spatio-temporel spécifique (figure 3.4). Les possibilités d'auscultation du radar ou les objectifs (qu'ils soient

prospectifs ou directement opérationnels) conditionnent le domaine d'identification. L'échelle spatio-temporelle de travail doit être suffisamment fine pour capter les variations du PVR, suffisamment large pour assurer sa représentativité dans des domaines où le champ pluvieux est mal perçu par le radar (masques de reliefs...). Andrieu et Creutin (1995) ont travaillé à une heure et ont perçu la variabilité du PVR à l'échelle du domaine de détection du radar.

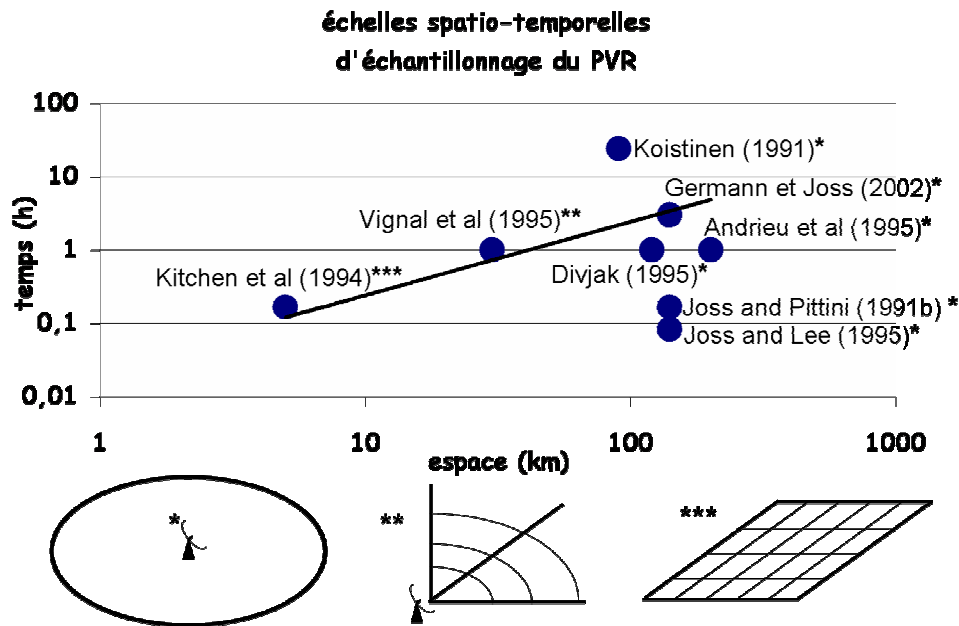


Figure 3.4 – échelles caractéristiques de plusieurs techniques présentées dans la littérature pour l'estimation du PVR. Le PVR est identifié et sert à la correction sur tout le domaine de détection du radar (*), ou est traité par sous-domaine (** et ***). Notons que l'échelle temporelle de travail de Joss et Lee (1995) est choisie sur des considérations d'implémentation d'algorithme de traitement de la donnée radar, et non sur des critères de cohérence d'échelle météorologique.

Germann et Joss (2002) travaillent dans le contexte montagneux des Alpes. Ils indiquent qu'à une échelle mésogamma $\mathcal{D} = [\text{environ } 30 \text{ km} \times 60 \text{ min.}]$, la variabilité spatiale du PVR est significative de la coexistence de différents types de précipitations au sein du champ pluvieux. Leur traitement différencié implique un surcroît de complexité. Par besoin de grande robustesse en conditions opérationnelle, les auteurs préfèrent identifier un PVR unique et représentatif à une échelle mésobeta $\mathcal{D} = [140 \text{ km} \times \text{quelques heures}]$. Ils l'utilisent en correction sur l'ensemble de l'image radar.

Le traitement du PVR par pixel radar (estimation et correction) est théoriquement plus pertinent. Cependant, les limites de l'information qui peut être recueillie par le radar de Bollène impliquent une échelle de travail optimale réaliste beaucoup plus large. En effet, à échelle très fine $\mathcal{D} = [\text{pixel radar} \times 10 \text{ min.}]$, le PVR présente une grande variabilité. Cette dernière est causée par l'influence de phénomènes significatifs à cette échelle : advection des particules, cellules convectives orientées, ascendances et descendances... Leur prise en compte et leur interprétation est complexe. Elle demanderait un surcroît d'information non encore disponible à l'heure actuelle. A des échelles plus larges, ces phénomènes ne sont plus significatifs et la variabilité du PVR est moins importante. Il est ainsi nécessaire d'intégrer l'information à des échelles où elle est correctement échantillonnée par le radar. De plus l'agrégation des données volumiques permet de compenser la discrétisation de l'échantillonnage en temps et en espace (paragraphe 3.2).

En résumé, le choix d'une échelle spatio-temporelle adéquate est une étape essentielle pour une estimation robuste du PVR. La taille du domaine géographique d'estimation doit être liée à la fenêtre temporelle d'intégration des mesures. Par conséquent, le choix de l'échelle d'estimation du PVR sous cette contrainte résulte d'un compromis entre la variabilité naturelle du PVR et l'information disponible. Nous en donnons un exemple dans la section suivante, qui est dédiée à la détermination du domaine d'estimation du PVR dans le cadre de TRADHy.

3.3.2 caractéristiques spatiales et temporelles du domaine d'estimation du PVR

Une particularité importante de TRADHy est de distinguer le type de précipitation convectif et stratiforme dans le champ pluvieux. Cette information est disponible a priori au traitement du PVR (paragraphe 2.7). Elle doit être prise en compte dans la définition du domaine spatio-temporel de travail. En effet, les zones de type de pluie homogène (figures 2.10, 2.11 et 2.13) effectuent une sélection à base physique dans la population de PVRs. Il est attendu que la population de PVRs convectifs soit distincte de la population de PVRs stratiformes. Il est aussi attendu que la variabilité du PVR au sein d'un même type de pluie soit réduite par rapport à la variabilité sur l'ensemble du champ.

Nous caractérisons notre domaine de travail en étudiant la variabilité spatio-temporelle de la structure verticale de réflectivité. Nous utilisons la fonction de densité de probabilité (PDF) du facteur de réflectivité $Z_{app}(\underline{x}, h)$ en fonction de l'altitude. Cette PDF, supposée

représentative de la PDF de $Z(\underline{x}, h)$, intègre la variabilité d'échantillonnage du PVR. La figure 3.5 représente la PDF avec des quantiles des distributions de valeurs en fonction de l'altitude le 09/09 2002 vers 02H00 T.U. Deux pas d'intégration temporelle par type de pluie sont considérés. Les facteurs de réflectivité sont considérées au droit de pixels pluvieux (pixels où la pluie est avérée au sol, définis section 4.2.3).

On constate que la structure verticale présente effectivement une certaine organisation. La distribution de facteurs de réflectivité établie pour l'ensemble des pixels pluvieux est assez étendue. Par exemple, l'inter-quantile 20%-80% des valeurs horaires à la base ([0-1] km d'altitude) s'étend de ~ 28 à ~ 46 dBZ. La structure verticale de ces distributions est peu identifiable, proche d'une forme convective. La séparation des pixels pluvieux entre les types stratiforme et convectif met à jour une nette distinction entre les deux distributions verticales. Les gammes de valeurs correspondantes sont réduites et distinctes. L'inter-quantile 20%-80% des valeurs stratiformes horaires à la base s'étend de ~ 24 à ~ 34 dBZ, alors que les valeurs convectives équivalentes vont de ~ 43 à ~ 51 dBZ.

L'évolution verticale des distributions, dont la tendance est portée par la structure médiane, est également distincte et cohérente. Le cas stratiforme est marqué par une augmentation des valeurs entre 2.5 km et 4 km d'altitude (~ 28 à ~ 43 dBZ) qui correspond à la bande brillante. Les distributions de type convectif sont stables du sol jusqu'à 3.5 km d'altitude avant de décroître. La séparation des types de pluie permet de distinguer la bande brillante du stratiforme, masquée par la présence des profils convectifs dans la distribution globale.

Par ailleurs, les quantiles 20%, 50% et 80% des distributions de types stratiforme, convectif et global sont assez cohérents entre les deux intervalles d'intégration temporelle de 10 min. et 1h. Cette stabilité ne doit pas être généralisée sans précaution, car elle est probablement fortement reliée à la dynamique de l'évènement pluvieux. Néanmoins, elle sera utilisée ici pour maximiser l'échantillonnage de calcul et réduire l'influence des variations de réflectivité à petite échelle. Le calcul d'un PVR s'effectuera donc avec les mesures échantillonnées pendant l'heure précédente.

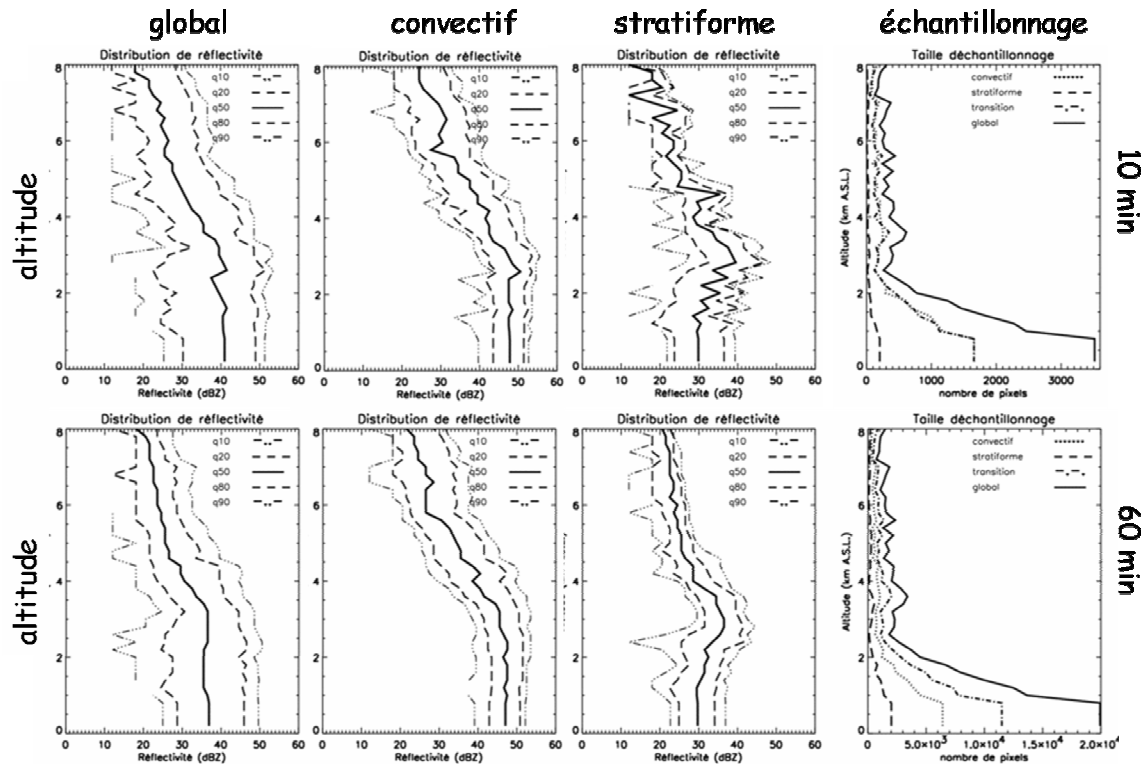


Figure 3.5 – variabilité du facteur de réflectivité au sein du champ pluvieux à moins de 80 km du radar le 09/09/02 vers 02h00. Les figures montrent les quantiles 10, 20, 50, 80 et 90% de la distribution de facteur de réflectivité en fonction de l'altitude, considérant de gauche à droite (1) tous les pixels pluvieux, (2) les pixels convectifs (3) les pixels stratiformes. La taille d'échantillonnage est montrée à droite. Les figures en haut correspondent aux mesures réalisées entre 01h50 et 02h00 TU (10 min), et les figures du bas correspondent aux mesures réalisées entre 01h00 et 02h00 TU (1 h).

En résumé, les valeurs de facteur de réflectivité et les structures verticales sont bien différenciées et cohérentes par type de pluie. Il semble pertinent d'identifier un PVR en tenant compte de cette séparation. L'analyse des distributions montre une stabilité temporelle sur une heure. Cette stabilité permet un gain de régularité verticale important par rapport à des distributions plus instantanées. Notons que ce constat est en adéquation avec Germann et Joss (2002), et respecte la cohérence spatio-temporelle du PVR.

3.3.3 bilan

Le PVR présente, de par sa nature météorologique, une variabilité naturelle à différentes échelles. Cependant, en travaillant à une échelle d'intégration où le suivi discret du champ pluvieux par le radar en temps et en espace n'est plus limitant au regard de cette variabilité, il

est possible de considérer des domaines pour lesquels la structure verticale de réflectivité est relativement homogène. Le respect d'une cohérence spatiale et temporelle d'intégration des mesures assure la robustesse du traitement. La distinction du type de pluie au sein du champ pluvieux, qui s'inscrit dans la démarche adaptative de TRADHy, est un aspect important.

3.4 Définitions et notations

3.4.1 commentaires sur la démarche de traitement

Le constat de nette distinction entre les types de précipitation convective et stratiforme nous amène à proposer une identification de PVR par type de pluie. La contrainte principale est donc de travailler sur des supports géographiques pouvant évoluer en taille et forme au cours du temps.

Contrairement aux supports de travail généralement considérés dans la littérature, ces supports sont en outre disjoints et leur localisation est indépendante de l'échantillonnage par le radar. La partition du champ précipitant diminue le temps de séjour d'un support donné sous des conditions de mesures (distance, site) stables. Une intégration temporelle suffisante visant à respecter la cohérence d'échelle du PVR est alors plus difficile à réaliser. Si cette dernière n'est pas respectée, la variabilité du PVR à fine échelle peut devenir significative. Des problèmes de dispersion d'information causés par une intégration temporelle insuffisante sont donc possibles.

En première étape, une estimation robuste est proposée par le PVR apparent (chapitre 4). On s'efforce ensuite d'améliorer cette première estimation et de s'affranchir des effets de faisceau grâce à l'approche du PVR inverse (chapitre 5). Le PVR apparent est estimé et son domaine de validité est restreint au voisinage du radar (au plus 70 km du radar). La méthode inverse d'Andrieu et Creutin (1995) est initialisée avec ce dernier pour fournir une estimation plus éloignée (au plus 120 km du radar). Pour cela, on suppose que les précipitations observées s'inscrivent dans un « environnement » physique qui leur confère une relative homogénéité au sein du champ pluvieux. Cette hypothèse de travail est d'autant renforcée que nous travaillons par type de pluie. Nous faisons donc l'hypothèse que le PVR typé observé dans le voisinage du radar est relativement similaire au PVR équivalent à plus grande distance.

3.4.2 notations

Deux domaines spatio-temporels distincts sont considérés pour l'identification du PVR : le domaine convectif et le domaine stratiforme. Par ailleurs, l'identification s'effectue en deux étapes. Ces aspects méthodologiques conduisent à considérer plusieurs estimateurs du PVR, dont nous détaillons ci-après les définitions et les notations.

Le PVR vrai est assimilé à la structure verticale réelle, dont la nature physique n'est observable qu'à échelle locale et instantanée. Il est noté z . En raison des limitations d'observation du radar, des domaines spatio-temporels sont donnés pour estimer le PVR. Ce dernier est supposé constant sur ces domaines. C'est le PVR de référence z^{ref} à identifier. Les estimateurs du PVR sont divers. Ils sont notés z^* .

En particulier, nous distinguerons dans le chapitre 4 plusieurs estimateurs apparents du PVR z_a^* . L'estimé apparent « brut » du PVR, dont le calcul ne prend pas en compte l'épaisseur du faisceau, est noté $z_{a,brut}^*$. L'estimé apparent « pondéré » du PVR, dont le calcul considère l'épaisseur du faisceau et lui confère une allure plus lisse, est noté $z_{a,pond}^*$. Au cours des calculs, nous étudierons la distribution statistique des PVRs apparents. Nous considérerons ainsi des quantiles de ces distributions ; le profil attaché au n -ième quantile est noté $z_{a,qn}^*$; par exemple, le profil médian est noté $z_{a,q50}^*$.

Dans le chapitre 8, nous traiterons du PVR identifié par inversion. Ce PVR est noté z_{inv}^* .

3.5 Conclusion

L'identification du PVR par valorisation des données volumiques se heurte à des difficultés posées (i) par la nature discrète en temps et en espace de l'échantillonnage de l'atmosphère par le radar, et (ii) par la variabilité de la structure verticale de réflectivité. Cette variabilité se décompose (i) en une dispersion d'échantillonnage causée par l'ouverture du faisceau et (ii) en une variabilité naturelle relative à la nature météorologique du PVR.

L'identification du PVR en continu et par type de pluie nécessite une compilation de mesures effectuées dans des conditions de distance et de sites différents. Cela implique l'estimation d'un PVR sur un domaine spatio-temporel $\mathcal{D}$. Le PVR est supposé homogène sur $\mathcal{D}$. L'objectif suivi doit alors résoudre le problème posé par la variabilité du PVR.

Compte tenu du suivi du champ pluvieux fourni par le radar, le choix d'une échelle spatio-temporelle de travail adéquate permet de répondre à ce problème. Ce choix est largement

déterminé par la partition à base physique du champ de pluie opérée par TRADHy. La partition permet un gain en homogénéité dans les populations de PVRs considérées. $\mathcal{D}$ = [ensemble de zones de type homogène $\times$ 60 min.] semble respecter la cohérence d'échelle nécessaire à une estimation robuste.

L'identification du PVR à partir des mesures radar n'est pas un problème direct, parce que les mesures elles-mêmes sont dégradées par l'échantillonnage. La variabilité d'échantillonnage est traitée par inversion des rapports de réflectivité. La méthode est initialisée par un PVR apparent calculé au voisinage du radar. Ces aspects sont développés dans les chapitres 4 et 5.

TRADHy est développé avec un souci de robustesse et de stabilité, afin de pouvoir lancer les traitements sans avoir à en superviser le déroulement. Un enjeu de ces travaux est de montrer l'apport de la partition pluvieuse dans l'identification du PVR, qui est dès lors mise en oeuvre sur des domaines disjoints et évolutifs dans le temps. En cas de constat positif, il serait envisageable d'approfondir l'approche de partition à base physique du champ pluvieux, afin d'affiner la distinction des processus (ex : distinguer la convection profonde de la convection moyenne).

Un point essentiel dans ce travail est la représentativité du PVR. Elle dépend de la variabilité du PVR sur le domaine spatio-temporel d'estimation, mais elle reste relative à l'objectif suivi. Dans le cadre de notre travail, il s'agit d'extrapolation de mesures radar au sol. Le PVR est d'autant plus représentatif qu'il permet de réduire l'erreur en terme de QPE.

Chapitre 4

Le Profil Vertical de Réflectivité Apparent

Sommaire

4.1	Introduction	67
4.2	Formulation générale du PVR apparent	68
4.2.1	contexte et mise en œuvre	68
4.2.2	formulation du PVR apparent	69
4.2.3	sélection géographique des zones de pluie : définition du pixel pluvieux	70
4.2.4	cohérence verticale : sélection des mesures par paire	71
4.2.5	caractérisation de la variabilité du PVR sur le domaine d'estimation	72
4.2.6	robustesse du PVR : écriture en rapport de moyenne	74
4.2.7	bilan	75
4.3	Estimateurs du PVR apparent	76
4.3.1	le PVR apparent moyen brut $z_{a,brut}^*$	78
4.3.2	le PVR apparent moyen pondéré $z_{a,pond}^*$	78
4.3.3	commentaires	79
4.4	Sélection du PVR apparent pour l'estimation de z^{ref}	81
4.5	Bilan sur le PVR apparent	82
4.5.1	récapitulatif	82
4.5.2	le PVR apparent à l'échelle d'un évènement	83

4.1 Introduction

Ce chapitre traite d'une approche préliminaire au traitement de l'hétérogénéité verticale des précipitations. Elle s'inscrit dans la chaîne TRADHy, et doit présenter des qualités de robustesse et d'adaptabilité au type de précipitation afin d'assurer la fiabilité des QPE radar.

Rappelons que l'identification du PVR à partir des données radar n'est pas un problème direct. Une approche inverse, présentée dans le chapitre 5, permet la synthèse nécessaire à la résolution de ce problème. Cependant, le calcul préalable d'un estimateur robuste et représentatif du PVR est indispensable pour l'initialisation de la méthode.

Dans le cadre défini par Joss et Lee (1995), nous calculons un PVR apparent. Comme les altérations d'échantillonnage causées par le faisceau (section 3.2.2) ne sont pas corrigées, son domaine de validité est restreint au voisinage du radar. Une question se pose quant à la portée d'estimation de z_a^* . Nous essaierons d'y répondre.

Nous donnons la formulation générale du PVR apparent, avec ses conditions de calcul, dans le paragraphe 4.2. Cette formulation peut se décliner en plusieurs variantes. Nous en présenterons deux dans le paragraphe 4.3. Nous choisissons la plus adaptée au contexte de travail dans le paragraphe 4.4. Nous terminerons par un bilan sur le PVR apparent dans le paragraphe 4.5.

4.2 Formulation générale du PVR apparent

Une contrainte est introduite par le « cahier des charges » de TRADHy. La partition du champ pluvieux par type de pluie ne favorise pas la cohérence spatio-temporelle de travail nécessaire à la robustesse du traitement (section 3.3.2). Cette dispersion d'information potentielle nécessite le recours à une formulation robuste de l'estimateur z_a^* . Cette qualité est la première que nous en attendons. Nous proposons la formulation générale du PVR apparent et caractériserons sa variabilité.

4.2.1 contexte et mise en œuvre

Le PVR est calculé à partir des mesures échantillonnées sous différentes conditions de distance et d'angles de site (figure 4.1). Les données d'entrée sont des images cartésiennes de facteurs de réflectivité (1 km², 512×512 km). Elles sont exprimées en [dBZ], et traduites en mm⁶.m⁻³ au cours du calcul. Nous rappelons que les échos fixes et les effets de masque causés par le relief sont traités. Les mesures très altérées à l'angle de site 0.4° (très rasant au vu du relief environnant), ne sont pas considérées.

Le profil est calculé dans la troposphère, jusqu'à 12 000 m d'altitude au-dessus du niveau de la mer, et avec une résolution verticale de 200 m. Une composante z_i , $i \in [1, n_z]$ pour $n_z = 60$ indique le facteur de réflectivité estimé sur l'intervalle d'altitude correspondant. Les mesures sont par défaut considérées sur $\mathcal{D} = [\text{ensemble de zones de type homogène} \times 60 \text{ min.}]$. L'advection des hydrométéores par le vent n'est pas considérée : elle est supposée d'influence négligeable dans la structure verticale de réflectivité moyennée sur une heure.

L'exposé est illustré par l'exemple du champ des réflectivités observé le 9 septembre 2002 de 01h00 T.U. à 02h00 T.U. par le radar de Bollène (voir figure 2.1). Le cas de la structure

verticale stratiforme sera particulièrement montré en exemple. Le profil du type de pluie stratiforme présente en effet les gradients verticaux les plus forts, et occasionne les plus importantes erreurs. De plus, il est davantage susceptible d'être altéré par le faisceau : une bande brillante apparaît souvent plus épaisse et moins marquée qu'en réalité. Sa reconstitution est d'autant plus difficile dans l'estimé du PVR stratiforme apparent (voir figure 3.2).

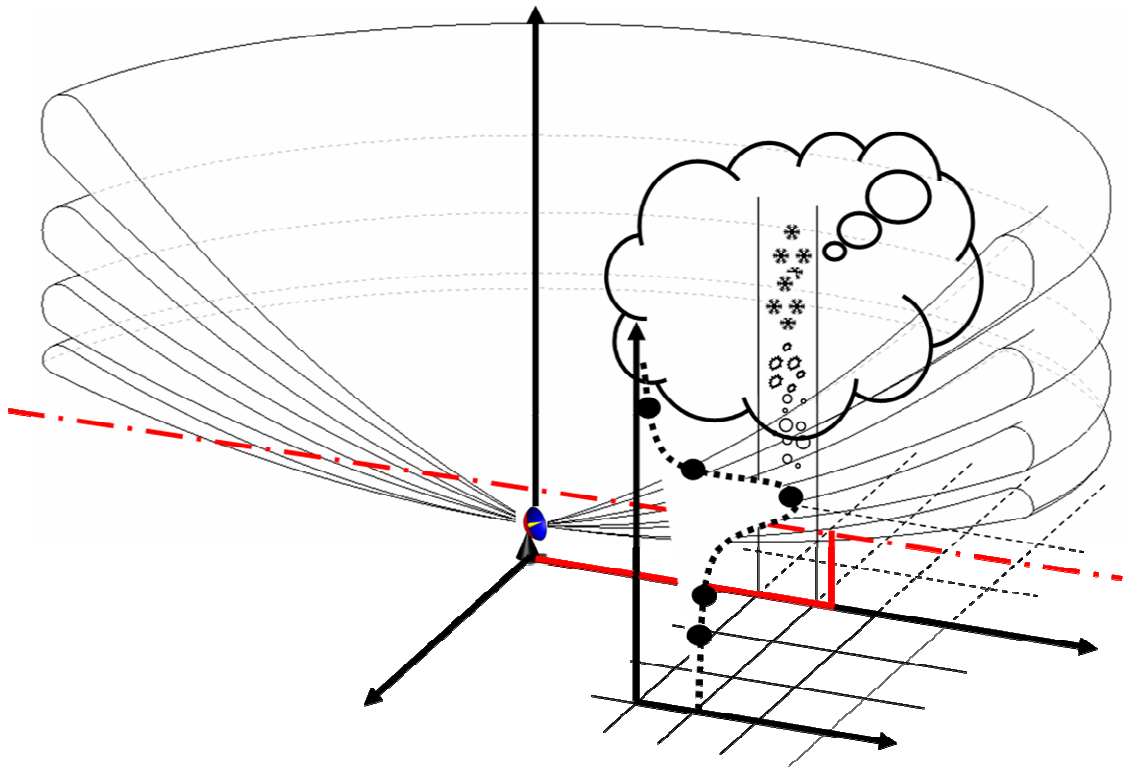


Figure 4.1 - coupe d'auscultation de l'atmosphère par un radar météorologique. L'auscultation verticale discrète de l'atmosphère par le radar au droit d'un pixel est figurée par des points. Le PVR apparent sous-jacent est figuré en pointillés. La distance à laquelle l'angle de site le plus bas coupe l'altitude 1000 m (en trait mixte rouge sur la figure) est la limite du domaine d'estimation du PVR apparent (trait rouge).

4.2.2 formulation du PVR apparent

Le PVR apparent z_a^* est un estimateur du PVR z^{ref} obtenu par moyenne des facteurs de réflectivité mesurés à la classe d'altitude (notée h_i) associée à la i -ème composante. Il s'écrit :

$$z_a^*(h_i) = z_{a,i}^* = \frac{\left(\sum_{j=1}^{N(h_i)} w_{ij} (h_j^{form} - h_i) Z_j^{form} (h_j^{form}) \right) / \left(\sum_{j=1}^{N(h_i)} w_{ij} (h_j^{form} - h_i) \right)}{\left(\sum_{j=1}^{N(h_i)} w_{0j} (h_j^{norm} - h_0) Z_j^{norm} (h_j^{norm}) \right) / \left(\sum_{j=1}^{N(h_i)} w_{0j} (h_j^{norm} - h_0) \right)} \quad (4.1)$$

- j est l'indice d'une mesure donnée ;
- h_0 symbolise le « niveau de référence », en fait identifié à l'intervalle d'altitude [0-1 km] ;
- Z_j^{norm} et Z_j^{form} [$\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$] sont les facteurs de réflectivité échantillonnés localement et simultanément (i.e. au sein du même cycle de 5 min.) au niveau (exposant « *norm* » pour « norme du PVR ») et au-dessus (exposant « *form* » pour « forme du PVR ») du niveau de référence respectivement. h_j^{form} et h_j^{norm} sont leurs altitudes de mesure respectives, dont la référence est prise au centre du volume de résolution ;
- w_{ij} est le poids accordé à la mesure Z_j^{form} dans le calcul de la composante i du PVR ; il est fonction de la différence d'altitude entre la mesure Z_j^{form} et la composante i . w_{0j} est le poids associé accordé à la mesure Z_j^{norm} dans le calcul de la norme associée du PVR ; il est fonction de la différence d'altitude entre la mesure Z_j^{norm} et le niveau de référence.

Nous détaillons dans les sections suivantes les choix de calcul qui conduisent à l'expression (4.1) du PVR apparent z_a^* .

4.2.3 sélection géographique des zones de pluie : définition du pixel pluvieux

Afin d'être cohérent avec l'objectif d'estimation du taux précipitant, l'hétérogénéité verticale de la réflectivité radar est considérée au droit des pixels où il pleut au sol. Par convention, un pixel est considéré comme pluvieux - au sens du PVR apparent - en présence d'une mesure supérieure à 20 dBZ en dessous de 1000 m d'altitude. Ce seuil correspond à environ à ~0.6 mm/h selon la relation Z-R générique de Marshall-Palmer.

Les valeurs extrêmes (résiduelles après traitements des échos fixes) de facteur de réflectivité sont écartées. Elles sont en effet jugées suspectes si supérieures à 60 dBZ (échos fixes résiduels, passages d'avion...). Lorsqu'elles sont inférieures au seuil de détection moyen

(12 dBZ en puissance radar) au dessus de 1000 m d'altitude, elles sont artificiellement mises à 0 dBZ afin de ne pas biaiser positivement le calcul du PVR (moyennes non conditionnelles).

Avec le niveau de référence h_0 , le domaine de calcul du PVR apparent est conditionnée par le protocole de balayage, la position relative du champ précipitant dans le domaine de détection, et la localisation des pixels pluvieux (figure 4.1). La portée de calcul est d'environ 70 km pour le radar de Bollène en 2002. Cette limitation en distance évite de sélectionner des mesures trop éloignées du radar et excessivement dégradées par les effets du faisceau.

4.2.4 cohérence verticale : sélection des mesures par paire

Le terme au dénominateur de l'équation (4.1) permet la normalisation ordonnée des valeurs $Z_{app}(\underline{x}, h)$. Des couples de mesures verticalement cohérentes et concomitantes (au sein du cycle de 5 min.) sont sélectionnées pour le calcul. La sélection comprend une mesure au niveau de référence pour servir à l'estimation de la norme $Z_{app}(\underline{x}, h_0)$, et une mesure colocalisée et simultanée d'altitude supérieure à 1 km $Z(\underline{x}, h > 1000 \text{ m})$.

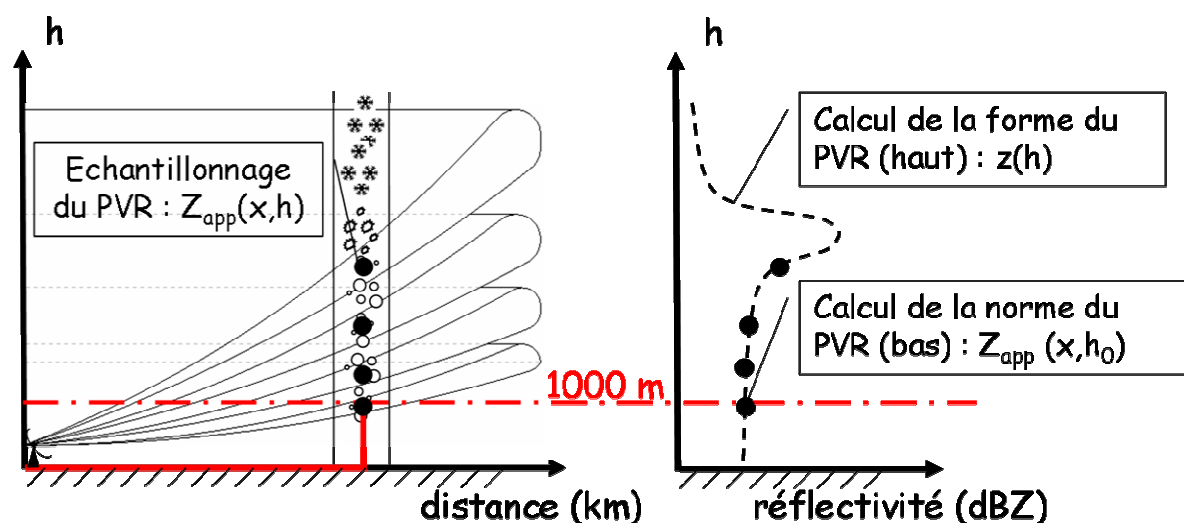


Figure 4.2 - les mesures échantillonnées à moins de 1000 m d'altitude servent à sélectionner les pixels pluvieux sur la grille radar. L'échantillonnage à la verticale du pixel est pris en compte dans le calcul du PVR s'il existe une mesure supérieure à 20 dB dans cette tranche d'altitude. Les mesures à moins de 1000 m d'altitude servent à constituer la norme du PVR. L'étape de normalisation, qui est la dernière du calcul, permet d'extraire la forme du PVR : $z_a^*(h)$. Pour des raisons de clarté, seuls quelques PPI sont représentés sur la figure.

Ces couples de mesures garantissent que la composante $z_{a,i}^*$ résulte d'un rapport de moyennes cohérentes et d'effectif identique ($N(h_i)$). Cette procédure permet d'éviter une dérive verticale du PVR.

4.2.5 caractérisation de la variabilité du PVR sur le domaine d'estimation

La variabilité du PVR a été étudiée dans la section 3.3.2, avec la PDF du facteur de réflectivité en fonction de l'altitude (figure 3.5). Il en est ressorti que les structures verticales sont bien différenciées et cohérentes par type de précipitation. L'analyse des distributions montre une stabilité temporelle sur une heure, qui permet un gain de régularité verticale important par rapport à des distributions plus instantanées.

Ces constats sont confirmés avec les distributions de facteurs de réflectivité normés, présentées figure 4.3 sur les mêmes domaines spatio-temporels. Elles sont obtenues en normant localement (par pixel pluvieux) les mesures au-dessus de 1000 m d'altitude par celles comprises au niveau de référence. La population de ces PVRs locaux est représentée par les quantiles en fonction de l'altitude. Notons que la variabilité présentée par ces PVRs locaux intègre la variabilité d'échantillonnage du PVR par le radar.

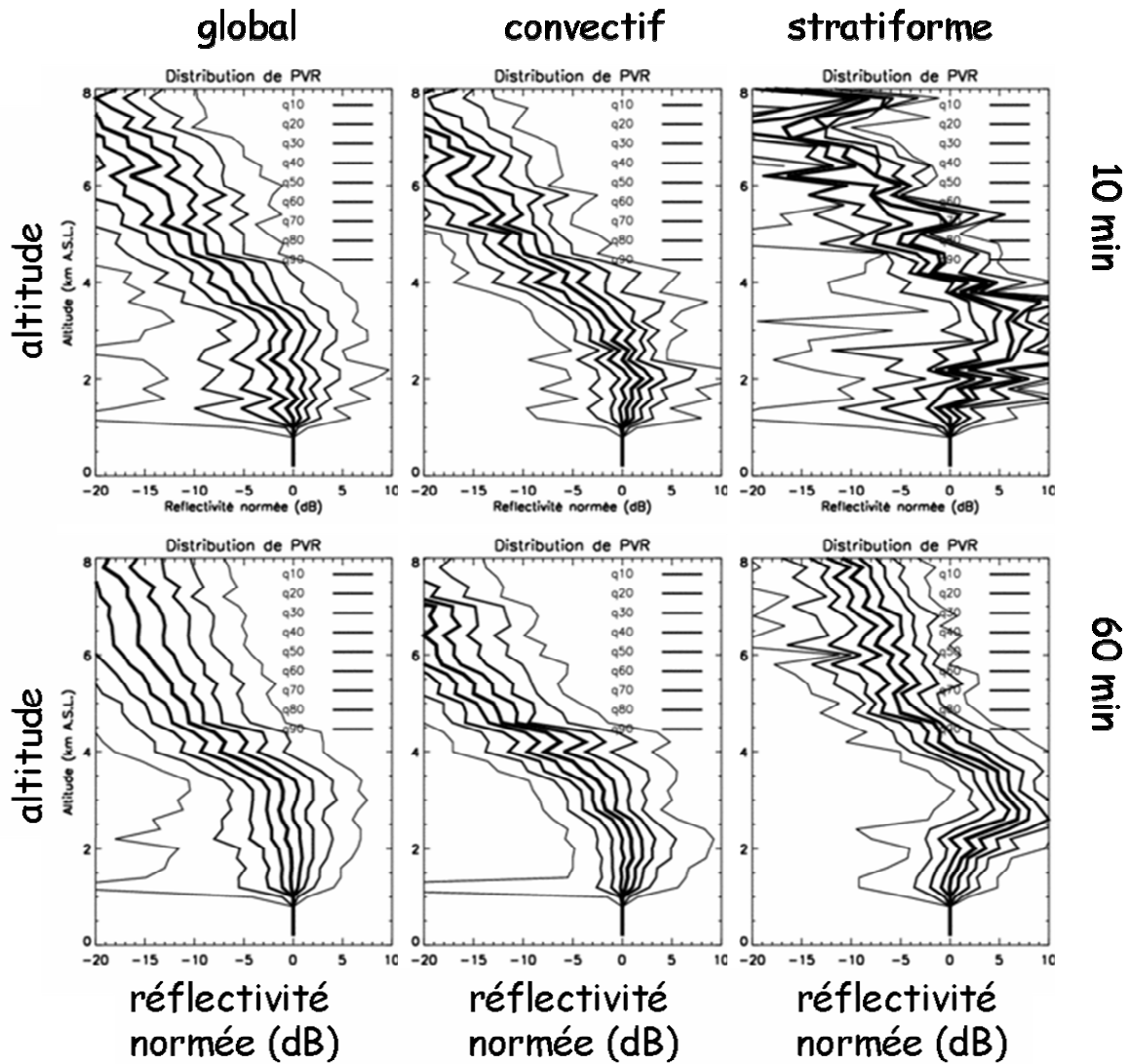


Figure 4.3 – distribution statistique des profils normés $\frac{Z_{app}(\underline{x}, h)}{Z_{app}(\underline{x}, h_0)}$ locaux au sein du champ

pluvieux à moins de 80 km du radar le 09/09/02 vers 02h00 T.U. Les quantiles 10, 20, 30, 40, 50, 60, 70, 80 et 90% des distributions de facteurs de réflectivité normés sont figurés en fonction de l'altitude. Sont considérés de gauche à droite (1) tous les pixels pluvieux, (2) les pixels convectifs (3) les pixels stratiformes. Les figures en haut correspondent aux mesures réalisées entre 01h50 et 02h00 T.U. (10 min). Les figures du bas correspondent aux mesures réalisées entre 01h00 et 02h00 T.U. (1 h).

L'évolution verticale des distributions de PVRs est distincte par type de précipitation. La distribution de type globale est étendue. La séparation des types de précipitation permet de faire ressortir la décroissance relativement rapide avec l'altitude du type convectif pour cet épisode, et la bande brillante du type stratiforme. Cela confirme l'efficacité de la partition

selon le type de précipitation comme préconditionnement des données radar pour le calcul du PVR.

Malgré une certaine dispersion des valeurs au sein de chaque type, la fonction PVR z_a^* présente une structure homogène. Les quantiles 20%, 50% et 80% des distributions sont relativement stables entre les deux intervalles d'intégration temporelle de 10 min. et 1h. Les distributions, notamment la distribution stratiforme, gagnent en régularité sur l'intervalle de 1h.

Comme évoqué dans les paragraphes 3.2 et 3.3, la dispersion observée peut être interprétée comme la combinaison d'une dispersion d'échantillonnage, qui tend à déformer le PVR avec la distance, et de la variabilité naturelle des précipitations. Nous pouvons certainement considérer aussi l'influence d'une dispersion résiduelle, imputable par exemple aux effets du relief (masquage résiduel des ondes). Ces derniers peuvent perturber significativement la structure verticale de la réflectivité restituée à basse altitude par le radar : les distributions de facteurs de réflectivité normés semblent s'élargir vers les valeurs faibles aux basses altitudes (cela est particulièrement visible en dessous de 2000 m. pour les distributions globales). Ensuite, la partition du domaine pluvieux, source de progrès importants pour distinguer des structures verticales différenciées et homogènes, n'est peut être pas encore suffisamment fine. Au sein du type convectif par exemple, on ne distingue pas encore les cellules de convection profonde des cellules de convection peu profonde. L'effet de bande brillante significatif du type stratiforme ne s'observe pas toujours à la même altitude (Chapon, 2006).

4.2.6 robustesse du PVR : écriture en rapport de moyenne

Les distributions de PVRs individuellement normés sont instructives pour orienter la formulation du PVR apparent vers une certaine robustesse. En effet, ces distributions présentent une symétrie en représentation logarithmique, qui induit une asymétrie significative vers les fortes valeurs en échelle naturelle. Ce déséquilibre est préjudiciable à la synthèse de la structure verticale par un PVR moyen à partir des valeurs individuellement

normées (figure 4.4). Le PVR formulé en moyenne de rapports $\frac{\overline{Z_{app}(\underline{x}, h)}}{\overline{Z_{app}(\underline{x}, h_0)}}$ s'écarte significativement du PVR médian $z_{a,q50}^*$ (quantile 50% de la distribution). Il est très influencé par les valeurs fortes. Il lui arrive d'être supérieur au quantile 90% $z_{a,q90}^*$ de la distribution des PVR localement normés (voir le convectif à 1000 m). Il n'a pas de signification physique, notamment pour le type convectif. La formulation du PVR en rapport de valeurs moyennes

est donc préférée, car elle est plus robuste et stable devant les distributions asymétriques de structure verticale et les valeurs extrêmes, voire fausses, de facteur de réflectivité échantillonné par le radar.

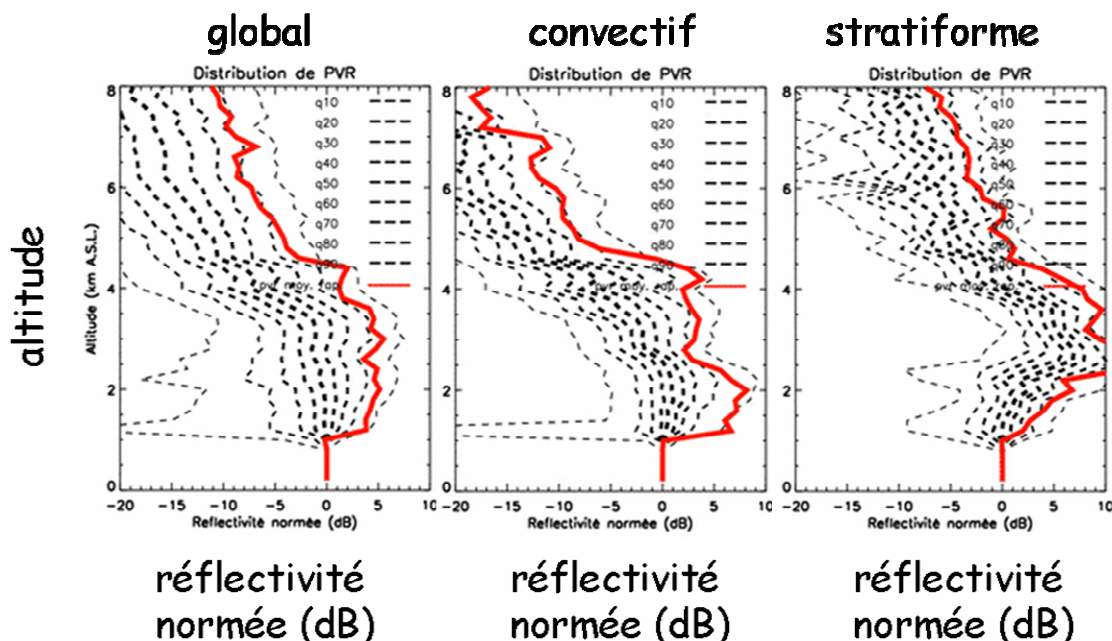


Figure 4.4 - variabilité (traits pointillés) et PVR moyen $\left(\frac{Z_{app}(\underline{x}, h)}{Z_{app}(\underline{x}, h_0)} \right)$ (traits pleins rouges)

de facteur de réflectivité localement normé $\frac{Z_{app}(\underline{x}, h)}{Z_{app}(\underline{x}, h_0)}$ entre 01h05 et 02h00 T.U. (1 h), considérant de gauche à droite (1) tous les pixels pluvieux, (2) les pixels convectifs (3) les pixels stratiformes.

4.2.7 bilan

Le Profil Vertical de Réflectivité apparent z_a^* est calculé au voisinage du radar à partir des mesures de réflectivité enregistrées au droit des pixels distingués comme pluvieux : à la verticale de ces pixels, le radar échantillonne la réflectivité du champ précipitant à une valeur d'au moins 20 dBZ en dessous de 1000 m d'altitude. L'extension géographique de calcul du PVR est ainsi conditionnée par le protocole de balayage du radar et le champ précipitant.

La stabilité et la représentativité de la structure verticale de la réflectivité est constatée et renforcée par une partition préalable du champ selon le type de pluie, et par une intégration spatiale et temporelle (1h.) des données. Une cohérence verticale de l'information est assurée

à l'étape de normalisation du PVR, par une correspondance d'échantillonnage entre la norme et la forme du PVR : des couples de mesures simultanées et colocalisées, sélectionnés à la verticale des pixels pluvieux au niveau (dénominateur de l'équation 4.1) et au-dessus (numérateur) du niveau de référence constituent deux populations verticalement cohérentes. Un calcul de rapport de moyennes limite l'influence des valeurs extrêmes (voire fausses) de mesure.

Rappelons que cet estimé du PVR z^{ref} est sujet aux altérations causées par le faisceau. Son domaine de calcul et d'application doit être limité au voisinage du radar. Par ailleurs, il devrait accorder plus de poids aux mesures à proximité du radar, car elles sont moins biaisées. Nous allons détailler ces aspects dans le paragraphe suivant.

4.3 Estimateurs du PVR apparent

Plusieurs types de PVR peuvent être calculés à partir de la formulation unique 4.1. Ils diffèrent par le choix des poids w_{ij} . Pour cela, nous considérons le facteur de réflectivité apparent $Z_j(\underline{x}, h)$, formulée grâce à l'équation 3.1 dans le cadre de la discrétisation en altitude du PVR :

$$Z_j(\underline{x}, h) = \sum_{k=1}^{60} W_k Z_j(\underline{x}, h_0) z^{ref}(h_k) \quad (4.2)$$

L'altitude h est indicative du centre du volume de résolution. Les W_k sont les pondérations d'échantillonnage reçues par composante (considérées nulles en dehors de la coupure du faisceau à -3dBZ). Elles sont calculées selon le modèle gaussien de répartition d'énergie dans le faisceau (paragraphe 1.5 et annexe A.1).

$$W_k = \frac{\int_{H^-(\underline{x}, \theta_0, \psi_{3dB}, k)}^{H^+(\underline{x}, \theta_0, \psi_{3dB}, k)} f^2(\underline{x}, h) dh}{\sum_{k=1}^{60} W_k} = 1 \quad (4.3)$$

- H^- et H^+ sont respectivement les limites inférieures et supérieures du volume défini par l'intersection entre :
 - l'intervalle d'altitude définissant la composante d'indice k ;
 - le volume de résolution du faisceau à -3 dB.
- f^2 est la fonction modélisant répartition d'énergie à l'intérieur du faisceau à l'altitude h (modèle gaussien).

$Z_j(\underline{x}, h)$ est une combinaison linéaire des facteurs de réflectivité de référence inscrits dans l'intervalle d'altitude de l'échantillonnage. En raison de la formulation en rapport de moyenne du PVR apparent, chaque composante $z_a^*(h_i)$ est le rapport des combinaisons linéaires de composantes du PVR de référence. Rappelons que nous ne pouvons corriger les artefacts causés par l'ouverture du faisceau sans utiliser des outils qui sortent du cadre de calcul du PVR apparent.

Nous considérerons deux types de PVRs apparents :

- le « PVR apparent moyen brut » $z_{a,brut}^*$ affecte chaque mesure à la classe d'altitude correspondant au centre du volume de résolution. Cet estimateur du PVR apparent est le plus grossier car il ne prend pas en compte l'épaisseur du faisceau ;
- le « PVR apparent pondéré » $z_{a,pond}^*$ prend en compte la distribution de l'énergie du faisceau. Une mesure est distribuée sur plusieurs classes d'altitude, en fonction de la distance au radar. Ce calcul de moyenne à base physique accorde plus de poids aux mesures à proximité du radar.

Nous schématisons le calcul des deux estimateurs dans la figure 4.5.

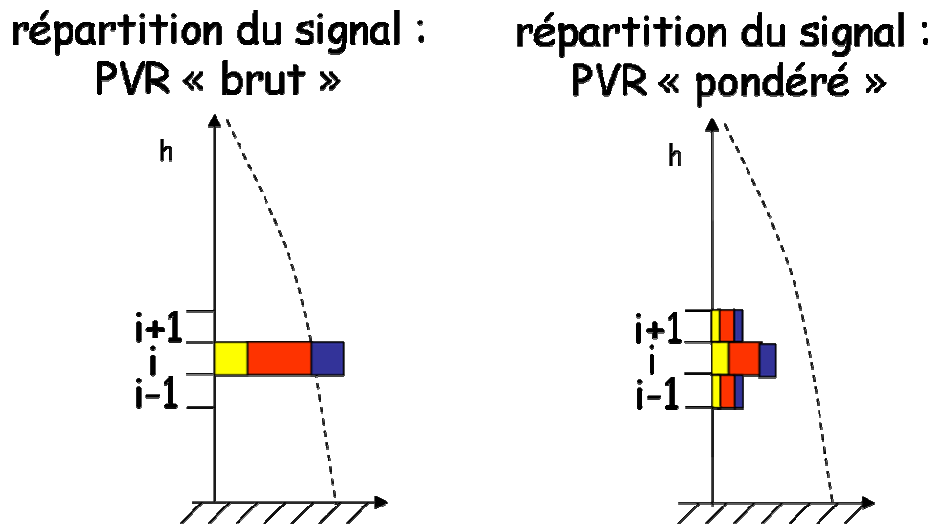


Figure 4.5 – calcul de répartition du signal reçu pour 2 types de PVRs apparents : à gauche, le PVR « brut » $z_{a,brut}^*$, à droite le PVR « pondéré » $z_{a,pond}^*$. Cette figure fait référence à la figure 3.1

4.3.1 le PVR apparent moyen brut $z_{a,brut}^*$

La $i^{ième}$ composante du PVR apparent brut, définie par l'intervalle d'altitude h_i , est calculée avec les facteurs de réflectivité $Z_j(x, h)$ dont le centre du volume de résolution s'inscrit dans h_i (voir équation 4.1). Supposant le faisceau infiniment fin, le poids w_{ij} est égal à 1 si h_j^{form} est compris dans l'intervalle d'altitude, 0 sinon. w_{0j} est égal à 1 ou 0 en accord avec w_{ij} . L'expression 4.1 est réduite à :

$$z_{a,brut}^*(h_i) = \frac{\left(\sum_{j=1}^{N(h_i)} Z_j^{form}(h_j^{form}) \right)}{\left(\sum_{j=1}^{N(h_i)} Z_j^{norm}(h_j^{norm}) \right)} \quad (4.4)$$

Le signal reçu par le radar peut être la résultante des contributions de plusieurs composantes du PVR. Ces contributions sont variables selon l'épaisseur du faisceau (équation 4.2). La totalité du signal est cependant affectée à la seule composante dont l'intervalle d'altitude correspond au centre du volume de résolution (c'est-à-dire à la composante la plus échantillonnée).

4.3.2 le PVR apparent moyen pondéré $z_{a,pond}^*$

Ce calcul constitue le développement d'une idée initialement proposée par John Nicol (communication personnelle). Contrairement à ce qui est supposé avec le PVR apparent brut, une mesure de réflectivité ne saurait être attribuée à des météores échantillonnés par un faisceau infiniment fin. Elle échantillonne le PVR sur un intervalle d'altitude déterminé par l'ouverture du faisceau (définie dans le cas présent par la fréquence de coupure à -3 dB) et la distance au radar. Les poids w_{ij} sont alors égaux à W_i .

Avec cette procédure, la mesure est distribuée sur un certain nombre de classes d'altitude selon la pondération d'échantillonnage du faisceau (voir figure 4.5). La composante associée à la classe d'altitude h_i reçoit une « part » du facteur de réflectivité $Z_j(x, h)$:

$$W_i Z_j = W_i \sum_{k=0}^{60} W_k Z_j(x, h_0) z^{ref}(h_k).$$

Ce calcul de moyenne à base physique permet de tenir compte des effets d'échantillonnage du faisceau radar dans le calcul du PVR apparent. Il combine les contributions de plusieurs composantes du PVR de référence dans l'expression d'une composante apparente.

Il repose sur l'hypothèse de constance du PVR sur l'intervalle d'altitude échantillonné. C'est comme si l'énergie réémise vers le radar par chaque composante de PVR illuminée était proportionnelle à l'énergie incidente (la contribution à la mesure radar est égale à la part d'énergie reçue). Cette hypothèse est d'autant plus forte que le diamètre du faisceau est important. Cependant, si le calcul perd ainsi en validité avec la distance croissante au radar, ce défaut est limité par la pondération préférentielle accordée aux mesures réalisées à proximité du radar.

4.3.3 commentaires

La figure 4.6 présente les différents PVRs apparents calculés. Ils sont situés par rapport aux quantiles de la distribution verticale des facteurs de réflectivité (figure 4.3).

Les facteurs de réflectivité moyens s'écartent tous du profil médian. Cela caractérise l'asymétrie de la distribution verticale des facteurs de réflectivité. Les valeurs moyennes sont fortement influencées par les fortes valeurs. Une interprétation possible de ce constat est la présence d'une importante sous population de mesure moins fortes car très intégrées par la largeur du faisceau à distance du radar (effet de la dispersion d'échantillonnage).

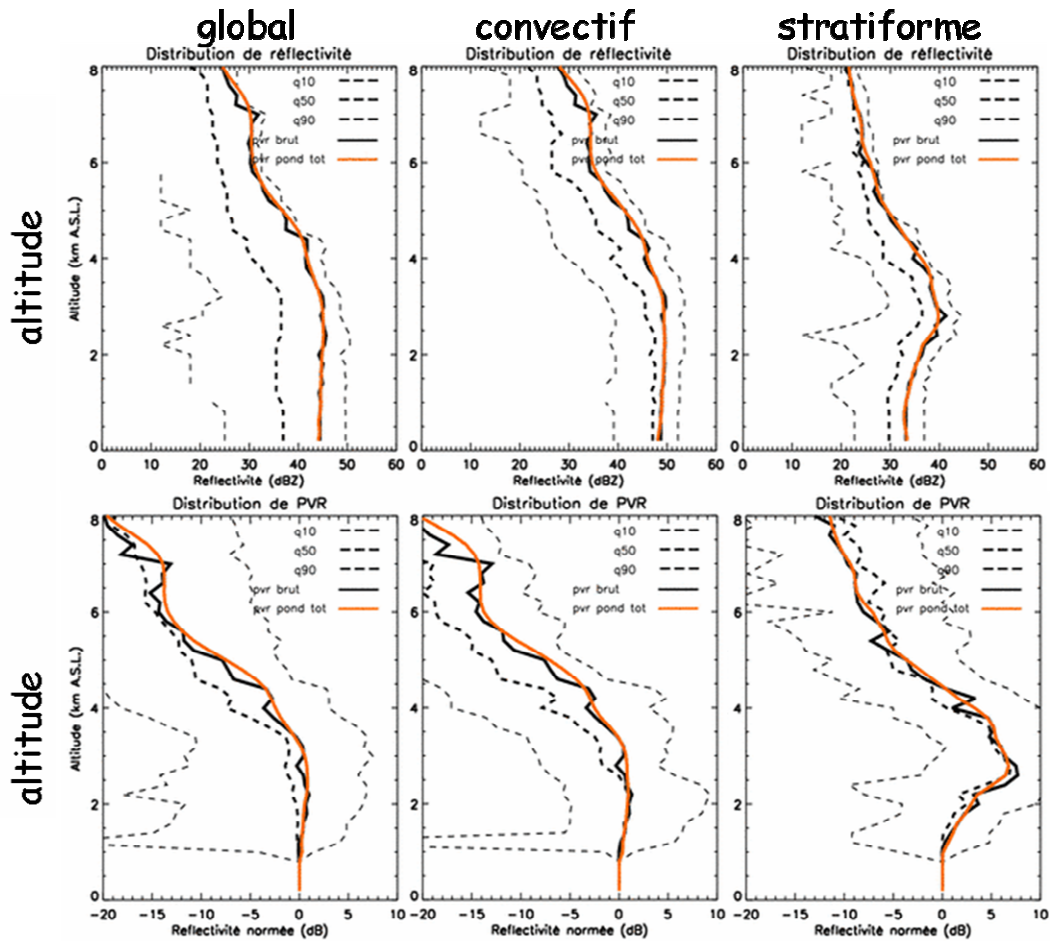


Figure 4.6 – En haut, variabilité du facteur de réflectivité au sein du champ pluvieux et facteurs de réflectivité moyens le 09/09/02, cumulés de 01h00 à 02h00 T.U. Les quantiles 10, 50, et 90% de la distribution de facteurs de réflectivité sont figurés (en pointillés) en fonction de l'altitude. Les facteurs de réflectivité moyens sont figurés (en traits pleins) considérant de gauche à droite (i) tous les pixels pluvieux, (ii) les pixels convectifs (iii) les pixels stratiformes. Le facteur de réflectivité moyen brut est figuré en noir, le facteur de réflectivité moyen pondéré est figuré en rouge. En bas, PVRs normés équivalents.

Les deux moyennes sont peu distinctes et se superposent bien, si on fait exception des fluctuations de fine échelle qui caractérisent le facteur de réflectivité brut. Le facteur de réflectivité moyen pondéré présente une meilleure régularité, due à la diffusion de l'information entre composantes du PVR. Ce recouvrement des deux estimateurs traduit dans une certaine mesure l'homogénéité et la robustesse du PVR sur le domaine considéré : quoique qu'extrait selon des approches qui valorisent différemment les mesures selon la distance, sa forme générale est stable.

Si la représentation en échelle logarithmique permet de situer les PVRs par rapports aux distributions, il est aussi utile de les représenter en échelle naturelle (figure 4.7) :

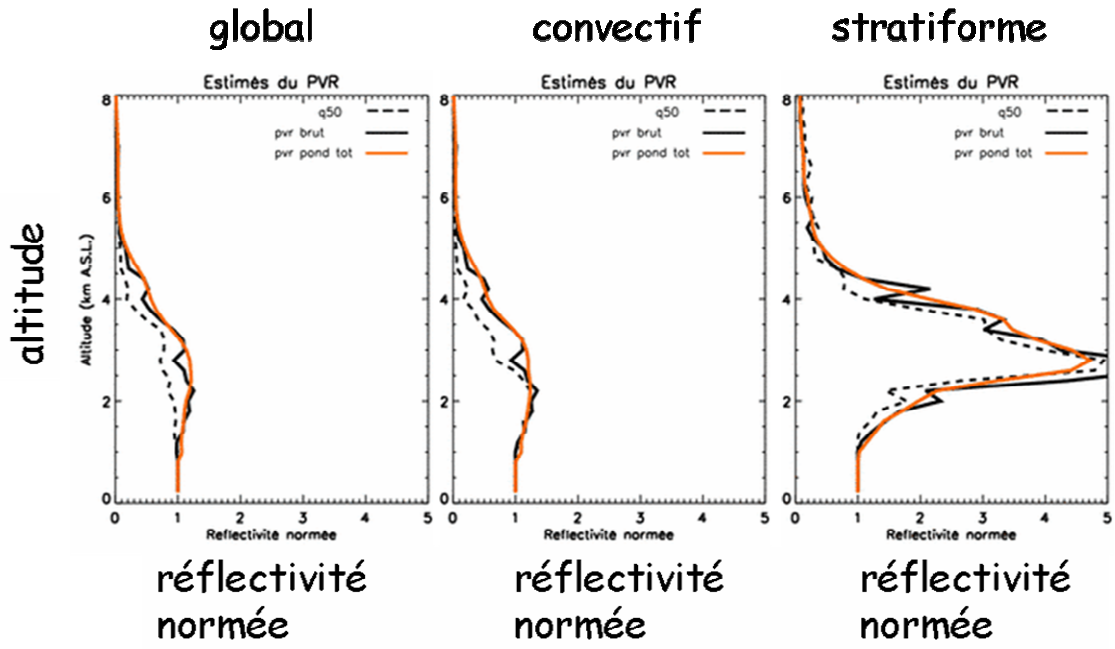


Figure 4.7 – PVRs apparentes calculés le 09/09/02 cumulées de 01h00 à 02h00 T.U. Le PVR médian est figuré en pointillés. Le PVR apparent brut (trait plein noir) et le PVR apparent pondéré total (trait plein orange) sont représentés, considérant de gauche à droite (i) tous les pixels pluvieux, (ii) les pixels convectifs (iii) les pixels stratiformes.

4.4 Sélection du PVR apparent pour l'estimation de z^{ref}

Nous disposons de deux estimés apparents z_a^* du PVR de référence z^{ref} . Il faut choisir le meilleur. Comme nous l'avons montré dans le paragraphe 4.2, la formulation générale du PVR apparent (équation 4.1) assure sa robustesse et sa représentativité sur le domaine d'estimation. Parmi les déclinaisons que nous venons de présenter, la meilleure est celle qui convient le plus au contexte d'identification du PVR.

Nous rappelons que l'estimé apparent est destiné à l'initialisation d'une méthode inverse visant à filtrer les effets du faisceau. Cette méthode est sensible au choix du PVR a priori, et nous retiendrons la déclinaison la moins bruitée. Par ailleurs, la dispersion d'échantillonnage constitue un obstacle à l'estimation du PVR de référence. Dans la synthèse des mesures, tout estimateur devrait donner plus de poids aux mesures à courte distance, car elles sont moins biaisées. Une question corollaire se pose quand à la portée d'estimation du PVR apparent.

Le calcul de $z_{a,brut}^*$ accorde autant de poids aux mesures proches (correctement échantillonnées) qu'aux mesures éloignées (intégrées par le faisceau). A priori, ce mélange d'échantillonnages dégrade la synthèse d'information pour estimer la structure verticale de

réflectivité. Le calcul du PVR pondéré, tenant compte du faisceau, accorde plus de poids aux mesures les plus proches du radar. Cette synthèse limite a priori automatiquement les effets indésirables d'une trop forte pénalisation par l'échantillonnage du faisceau.

D'autre part, la limite d'estimation du PVR apparent brut dépend seulement de l'existence de pixels pluvieux, et ne peut être déterminée sans compromis arbitraire. Dans le cas du PVR apparent pondéré, les mesures à proximité du radar sont favorisées. Cela apporte une solution directe au problème. Le PVR apparent pondéré permet ainsi de répondre avec plus d'élégance à la question de la portée d'estimation du PVR apparent.

Le calcul du PVR apparent pondéré est donc plus adapté à l'estimation du PVR.

4.5 Bilan sur le PVR apparent

4.5.1 récapitulatif

Le PVR apparent constitue un estimé du PVR à identifier par type de pluie. Il est destiné à l'initialisation d'une méthode inverse visant à corriger les altérations du faisceau. Cette approche directe d'estimation du PVR doit pour cela présenter de qualités de robustesse. Il doit également être représentatif : afin de ne pas subir trop significativement les altérations du faisceau, cet estimé doit être calculé au voisinage du radar et pondérer préférentiellement les mesures de facteurs de réflectivité les moins altérés (les plus proches du radar).

L'analyse des distributions de facteurs de réflectivité normés confirme

- l'efficacité de la partition préalable du champ selon le type de pluie comme préconditionnement des données ;
- le gain de « régularité » sur la structure verticale de réflectivité obtenu en intégrant les mesures sur une heure.

Elle met à jour une dissymétrie des distributions attribuée aux effets du faisceau.

Le calcul du PVR apparent au droit de pixels pluvieux permet de limiter son estimation en distance au radar. Une cohérence verticale de l'information est recherchée par une correspondance d'échantillonnage entre la norme et la forme du PVR. La robustesse est renforcée par une formulation en rapport de moyennes.

L'estimé apparent du PVR peut être calculé en négligeant les effets du faisceau (faisceau considéré infiniment fin). Il peut être plus finement calculé en considérant l'échantillonnage radar qui intègre sur un intervalle d'altitude. Parmi les différentes déclinaisons de la formulation, est retenue celle qui représente complètement les effets du faisceau :

- elle accorde plus de poids aux mesures à proximité du radar (ce qui limite les effets de la dissymétrie des distributions de valeurs) ;
- elle permet de répondre avec élégance au problème de la portée d'estimation du PVR apparent ;
- elle présente la structure la plus lisse (signe de robustesse en présence de valeurs peu représentatives de la structure verticale recherchée).

4.5.2 le PVR apparent à l'échelle d'un évènement

La figure 4.8 présente l'ensemble des PVRs apparents calculés au voisinage du radar par pondération totale de la mesure, au cours de l'évènement des 8 et 9 septembre 2002. Les PVRs sont estimés sur une fenêtre temporelle glissante d'une heure avec incrément temporel de 5 min.

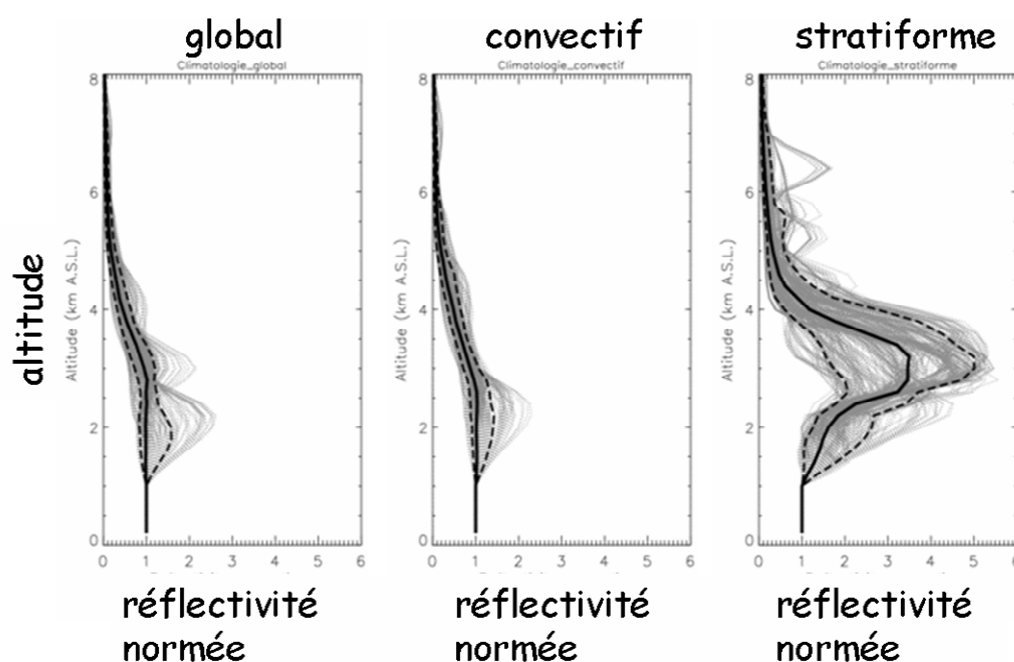


Figure 4.8 – distributions des PVRs apparents pondérés pour l'évènement du 8-9 septembre 2002. La médiane (trait noir plein) et les quantiles 10% et 90% (traits noirs pointillés) des valeurs (en $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$ normalisées) sont montrés en fonction de l'altitude. Les distributions commencent vers 09h30 T.U. le 8 et finissent vers 17h00 T.U. le 9 septembre. De gauche à droite (1) distribution des PVRs apparents globaux ; (2) distribution des PVRs apparents convectifs ; (3) distribution des PVRs apparents stratiformes.

Les PVRs présentent une structure relativement stable au cours de l'évènement. La partition est efficace pour distinguer la structure verticale stratiforme de la structure

convective au sein de la distribution globale. Elle trouve ainsi sa justification dans la définition du domaine d'estimation du PVR. Cependant, ces PVRs apparents restent estimés au voisinage du radar.

En calculant un PVR à partir des données radar uniquement, la méthode présente l'avantage d'être de mise en œuvre simple. Ce type de PVR peut être utilisé à longue distance du radar pour corriger les erreurs et estimer le taux précipitants au sol, si on suppose qu'il est aussi représentatif du champ des réflectivités en dehors de son domaine d'estimation. Parmi les auteurs qui ont suivi cette démarche, on peut citer Koistinen (1991), Joss et Lee (1995), Germann and Joss (2002) ou encore Franco et al. (2002, 2004). Pour identifier des PVRs à plus grande distance, il est nécessaire de filtrer autant que possible les effets du faisceau, notamment en présence de forts gradients verticaux de réflectivité. C'est l'objet du chapitre suivant, qui présente une adaptation de la méthode inverse d'Andrieu et Creutin (1995) visant à identifier la forme du PVR la plus probable compatible avec les mesures.

Chapitre 5

Le Profil Vertical de Réflectivité Inverse

Sommaire

5.1	Introduction	85
5.2	Formulation classique de l'inversion de PVR.....	86
5.3	Implémentation de la méthode	90
5.3.1	choix du site de référence.....	90
5.3.2	calcul des rapports de réflectivité.....	91
5.3.2.1	formulation empirique du rapport de réflectivité moyen	92
5.3.2.2	bilan.....	93
5.3.3	caractérisation des rapports de réflectivité	93
5.4	Mise en œuvre de la méthode : exemple et analyse des limites.....	96
5.4.1	paramétrage de la méthode : choix de calcul	96
5.4.2	exemple : sensibilité de la méthode aux données.....	97
5.4.3	analyse des limites de la méthode dans le contexte de travail	99
5.5	Adaptation de la méthode au contexte de TRADHy.....	99
5.5.1	définition du cahier des charges et hypothèses de travail	100
5.5.2	analyse de la variabilité du rapport de réflectivité	100
5.5.3	définition d'un indice de confiance : le coefficient de variation.....	103
5.5.4	reformulation de la confiance sur les données du problème inverse.....	104
5.5.5	sélection des données strictement nécessaires et suffisantes	104
5.5.6	bilan.....	109
5.6	Mise en œuvre et résultats.....	109
5.6.1	inversion du PVR stratiforme le 9 septembre à 02h00 TU	109
5.6.2	PVRs identifiés à l'échelle de l'évènement.....	112
5.7	Validation.....	114
5.7.1	validation qualitative	114
5.7.2	validation quantitative	116
5.8	Conclusion.....	119

5.1 Introduction

Le PVR apparent z_a^* constitue une première estimation du PVR de référence z^{ref} sur le domaine $\mathcal{D}$. Cependant l'identification du PVR à partir des données radar n'est pas un problème direct, et ne peut être traitée que par une approche inverse. Il s'agit d'effectuer une synthèse d'information relative à des conditions d'échantillonnage (site, distance) différentes,

autorisant ainsi à élargir géographiquement le domaine d'estimation par rapport PVR apparent.

Nous utiliserons la méthode des rapports de réflectivité d'Andrieu et Creutin (1995). C'est une approche de calcul à base statistique. Elle consiste à identifier la forme du PVR z_{inv}^* la plus vraisemblable et compatible avec les observations (paragraphe 5.2). Le calcul des données du problème inverse est donné dans le paragraphe 5.3. A travers l'étude d'un exemple dans le paragraphe 5.4, nous montrerons que cette méthode fonctionne assez mal pour identifier le PVR par type de pluie. L'analyse des limites de la méthode conduit à proposer des améliorations (paragraphe 5.5). Nous portons les efforts sur :

- l'initialisation au travers du PVR apparent ;
- la sélection des données les plus représentatives de la structure verticale de réflectivité à identifier ;
- une meilleure caractérisation des erreurs sur ces données.

Nous montrerons finalement des résultats obtenus dans le contexte de TRADHy dans le paragraphe 5.6. Des éléments de validation sont fournis dans le paragraphe 5.7. Nous concluons dans le paragraphe 5.8.

5.2 Formulation classique de l'inversion de PVR

Andrieu et Creutin (1995) ont proposé au départ une méthode d'inversion pour identifier le PVR. Elle se base sur l'analyse de données radar recueillies à deux angles de site différents. Sous l'hypothèse de séparation du facteur de réflectivité en deux termes indépendants de variation horizontale et verticale (équation 2.3), des rapports de facteurs de réflectivité colocalisés permettent d'isoler le rôle du PVR z dans les mesures. L'évolution de ces rapports avec la distance (la courbe de rapports) constitue une signature du PVR. Les rapports perdent en valeur informative avec la distance, car les mesures sont dégradées par les effets du faisceau. Vignal et al. (1998) ont étendu la méthode au contexte du balayage volumique (prise en compte de plusieurs courbes de rapports).

Les rapports de facteurs de réflectivité seront simplement nommés rapports de réflectivité par la suite. Les effets du faisceau sont pris en compte dans un modèle théorique qui exprime le PVR en terme de rapports de réflectivité. Le rapport entre le facteur de réflectivité $Z_{j,i}(\underline{x}, \alpha_i)$ observé à un angle de site donné α_i (nommé « site haut »), et le facteur de réflectivité $Z_{j,ref}(\underline{x}, \alpha_{ref})$ concomitant perçu au site de référence α_{ref} sur la même verticale s'écrit :

$$q(\underline{x}, \alpha_{ref}, \alpha_i) = \frac{Z_{j,i}(\underline{x}, \alpha_i)}{Z_{j,ref}(\underline{x}, \alpha_{ref})} = \frac{\int_{H^-(\underline{x}, \alpha_i, \psi_{3dB})}^{H^+(\underline{x}, \alpha_i, \psi_{3dB})} f^2(\underline{x}, h) z(h) dh}{\int_{H^-(\underline{x}, \alpha_{ref}, \psi_{3dB})}^{H^+(\underline{x}, \alpha_{ref}, \psi_{3dB})} f^2(\underline{x}, h) z(h) dh} \quad (5.1)$$

L'expression 5.1 représente un modèle non linéaire entre les rapports q (les données du problème) et le PVR z à estimer (les paramètres du problème). Le modèle est noté m :

$$\begin{aligned} q &= m(z) \\ z &= m^{-1}(q) \end{aligned} \quad (5.2)$$

A l'aide de la théorie des problèmes inverses (Menke, 1989), ce modèle sert à identifier le PVR z_{inv}^* en minimisant la fonction de vraisemblance suivante grâce à l'algorithme proposé par Tarantola et Valette en 1982 :

$$\begin{aligned} \Theta(z^*, q) &= (z^* - z_0^*)^T C_z^{-1} (z^* - z_0^*) + (q - q_0)^T C_q^{-1} (q - q_0) \\ q &= m(z) \end{aligned} \quad (5.3)$$

- le terme $q - q_0$ représente le résidu entre l'estimé au travers du modèle $m(z^*) = q$ par rapport aux observations (q_0) ;
- le terme $z^* - z_0^*$ représente l'écart entre le PVR a priori ($z_a^* = z_0^*$) et la solution du problème z^* .

La lettre T est le symbole de la transposée. Les termes C_q et C_z décrivent respectivement les covariances d'erreurs relatives aux données et aux paramètres. Les erreurs sur les données sont supposées décorréliées des erreurs sur les paramètres.

A partir de la définition (i) d'un PVR a priori, (ii) des erreurs relatives à ce dernier et (iii) des erreurs relatives aux rapports, il s'agit d'identifier le PVR dont l'expression en rapports théoriques représente au mieux les rapports expérimentaux. Nous renvoyons le lecteur à l'annexe A5 pour plus de précisions. Par rapport au PVR apparent, le PVR identifié par inversion présente l'avantage d'être corrigé des altérations du faisceau.

L'implémentation numérique de la méthode demande une écriture discrète du problème inverse. Les rapports de réflectivité sont discrétisés en distance (n_d valeurs par site « haut »), espacés par une extension radiale $\Delta d = 1$ km. Ils sont représentés par le vecteur $q = [q_{1,1}, \dots, q_{1,(n_e-1)}, \dots, q_{n_d,1}, q_{n_d,(n_e-1)}]$, où n_e est le nombre d'angles d'élévation. Si le protocole du radar comprend n_e angles d'élévation, alors $n_e - 1$ courbes de rapports pourront être

calculées par référence à l'angle α_{ref} . Les rapports discrets (équation 8.1) sont exprimés par la relation (Andrieu et Creutin, 1995) :

$$q(d_l, \alpha_{ref}, \alpha_i) = q_{l,i} = \frac{\sum_{k=1}^{n_z} w_k(d_l, \alpha_i) z_k}{\sum_{k=1}^{n_z} w_k(d_l, \alpha_{ref}) z_k} \quad (5.4)$$

d_l ($l \in [1, n_d]$) est la distance discrétisée. Les coefficients w_k représentent la contribution de l'énergie reçue, associée à la $k^{ième}$ composante du PVR, à la distance d_l et aux angles d'élévation α_i et α_{ref} (voir équation 4.3).

Les données q_0 issues des mesures sont entachées d'erreurs. Elles sont supposées avoir une moyenne nulle et une distribution statistique gaussienne. Elles sont supposées spatialement structurées. La matrice de covariance d'erreurs C_q quantifie la confiance accordée aux rapports et décrit les liaisons statistiques entre leurs erreurs. La covariance est définie (Vignal et al., 1998):

$$\text{cov}(q_{i,j}, q_{k,l}) = \sigma_{i,j}^q \sigma_{k,j}^q \exp\left[-\frac{(x_j - x_l)^2}{Dx^2}\right] \exp\left[-\frac{(i-k)^2 \Delta h^2}{Dh^2}\right] \quad (5.5)$$

où Dx et Dh sont respectivement les distances de décorrélation horizontales et verticales des erreurs sur les rapports de réflectivité mesurés. Dans la version de l'algorithme proposée par Vignal et al. (1998), une relation linéaire lie l'écart-type $\sigma_{i,j}^q$ au rapport $q_{i,j}$. Les coefficients de cette relation linéaire, ainsi que les distances de décorrélation, sont alors définis par l'utilisateur. De manière similaire, les paramètres a priori (notés $z_a^* = z_0^*$) du problème inverse sont entachés d'erreurs. Pour un vecteur de paramètres z^* , il est supposé que les composantes du vecteur $z^* - z_0^*$ ont une moyenne nulle et suivent une distribution gaussienne. Une matrice de covariance d'erreurs C_z quantifie la confiance accordée au PVR a priori ainsi que les liaisons statistiques entre les erreurs sur les composantes du PVR :

$$\text{cov}(z_i, z_j) = \sigma_i^z \sigma_j^z \exp\left[-\frac{(i-j)^2 \Delta h^2}{Dz^2}\right] \quad (5.6)$$

où Dz est la distance de décorrélation verticale des écarts entre le PVR a priori et le PVR de référence. Si les données observées sont insuffisantes ou si la confiance qui leur est accordée (au travers de la matrice de covariance C_q) est faible, l'information a priori a un

grand rôle dans la définition de la solution. Si au contraire les données sont abondantes et de grande confiance (au travers de leur matrice de covariance C_z), l'information a priori a peu de poids dans la solution du problème (annexe A5). La figure 5.1 montre un exemple d'inversion en conditions simulées. Le PVR à identifier est le PVR stratiforme figuré section 3.2.2. Rappelons qu'il est inspiré du PVR stratiforme du 09/09 2002 à 02h00 T.U. Grâce au modèle $m(z)=q$, il est converti en courbes de rapports correspondant au protocole de balayage du radar de Bollène en 2002 (l'angle de site pris comme référence est 1.2° , voir section 5.3.1). Le PVR a priori est un PVR droit (chaque composante est égale à 1). Les rapports de réflectivité correspondant sont tous égaux à 1.

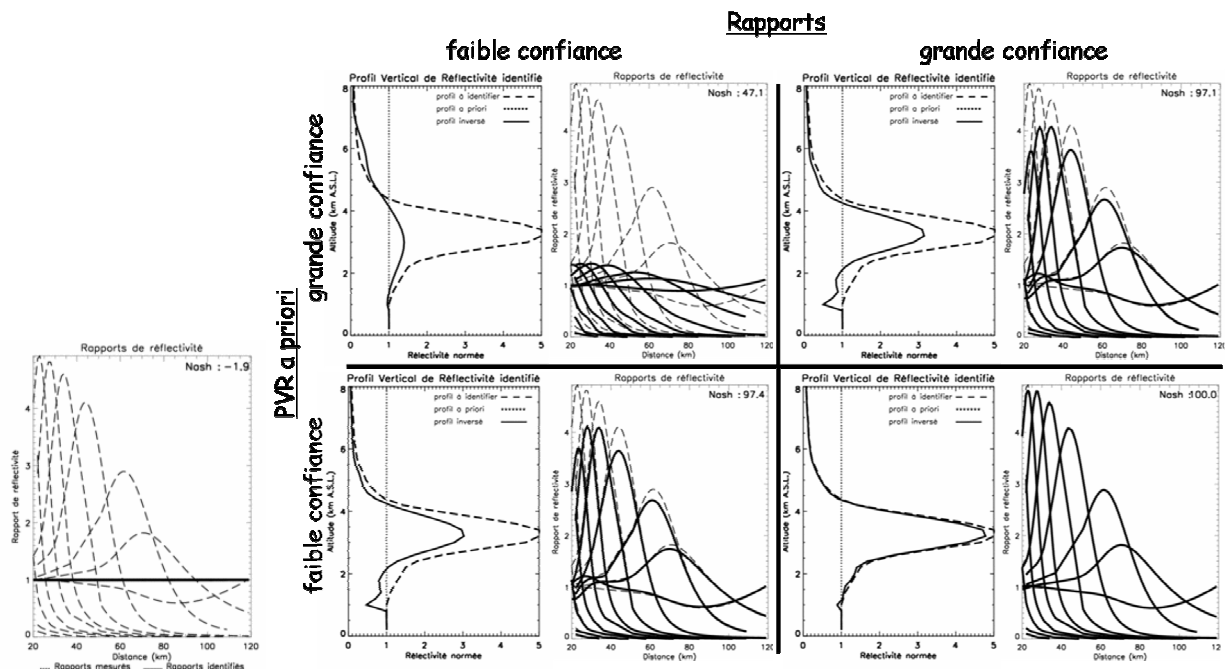


Figure 5.1 – à gauche, courbes de rapport de réflectivité du PVR stratiforme à identifier (traits pointillés) et du PVR droit a priori (trait plein). A droite, identification du PVR stratiforme dans différentes conditions de confiance sur les données et les paramètres du problème inverse. Les courbes de rapport du PVR simulés (traits pointillés) sont figurées avec celles du PVR identifié à l'issue du calcul (traits pleins). Une efficacité de Nash-Sutcliffe (critère de Nash) indique le gain de reproduction des courbes de rapport simulées par les courbes identifiées. Le PVR a priori droit est figuré (trait pointé) avec le PVR identifié (trait plein) et le PVR a identifier (trait pointillé). Le processus d'identification est conditionné par l'équilibre entre la confiance accordée aux valeurs des rapports expérimentaux et la confiance accordée au PVR a priori.

Ces travaux reposent sur l'hypothèse d'homogénéité du PVR sur le domaine spatio-temporel considéré. La validité de cette hypothèse conditionne fortement l'efficacité de la méthode.

Dans le cadre de ce travail de thèse, la méthode a été couplée à une partition automatique de la pluie en zones convectives et stratiformes. Il s'agit de réaliser des identifications de PVR sur des zones de pluie typée. La méthode travaille donc sur des supports géographiques disjoints pouvant évoluer en taille et forme au cours du temps. De manière conceptuelle, le PVR est supposé homogène par type de pluie, mais il est délocalisé dans des zones géographiques discontinues et multiples. Grâce à la partition selon le type de pluie, les ensembles de données sont plus cohérents. Cependant, la partition induit une dispersion d'échantillonnage significative. La méthode obéit alors à une double contrainte. Elle doit effectuer une synthèse cohérente en reposant

- sur une forte hypothèse d'homogénéité du PVR par type de pluie ;
- sur une forte hypothèse de sa constance au cours du temps.

5.3 Implémentation de la méthode

L'implémentation de la méthode inverse au cadre de TRADHy consiste principalement à calculer les rapports de réflectivité expérimentaux. Cela s'effectue en plusieurs étapes. Dans un premier temps, il s'agit de définir le site de référence. Ensuite, le calcul des rapports est similaire à celui du PVR apparent. Il est important de caractériser la variabilité des rapports, afin d'évaluer les conditions d'utilisation de l'algorithme inverse.

5.3.1 choix du site de référence

Le site de référence détermine tous les rapports de réflectivité. Son choix dépend des conditions d'utilisation du radar. En zone montagneuse, les mesures sont altérées par des effets d'échos fixes et de masque. Rappelons que le protocole de balayage du radar de Bollène en 2002 se décompose en deux cycles de 5 min. avec 3 angles de site en commun : 0.8° , 1.2° et 1.8° (section 2.2.1). Pour pouvoir calculer les rapports avec une référence constante au cours du temps, nous la choisissons parmi ces derniers. Dans le but d'avoir une référence en accord avec les objectifs de QPE radar tout en évitant les valeurs erronées et/ou extrêmes, le site de référence retenu est le plus bas qui ne soit pas trop affecté par les effets du relief.

Le site 1.8° est trop élevé (le centre du faisceau est à 1 km d'altitude au dessus du sol vers 30 km du radar seulement).

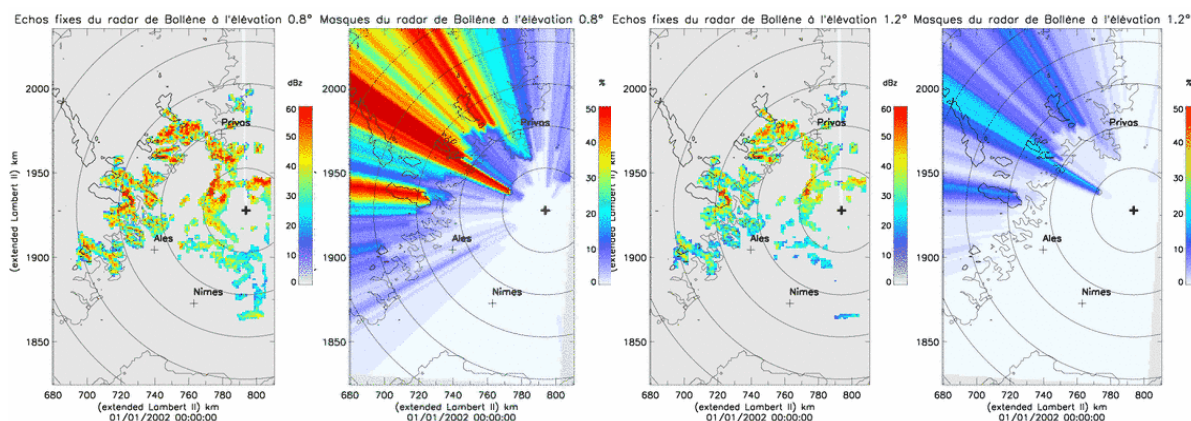


Figure 5.2 – résultats de simulation par le logiciel Vishydro (Pellarin et al., 2002) des effets du relief sur la mesure du radar de Bollène en 2002.

Parmi les deux angles restants, celui à 0.8° présente une forte contamination par les échos fixes dus au relief (jusqu'à plus de 50 dBZ) et un masquage important (jusqu'à plus de la moitié de l'énergie du faisceau est bloquée). Les mesures avec l'angle 1.2° sont mieux préservées (figure 5.2). Ce dernier présente le meilleur compromis comme angle de référence pour le calcul des rapports de réflectivité. L'angle d'élévation 1.2° est donc retenu.

5.3.2 calcul des rapports de réflectivité

L'enjeu d'un calcul correct des rapports expérimentaux est important. En tant que données du problème inverse, ils conditionnent la synthèse effectuée par la méthode. Les rapports traduisent la normalisation de la mesure radar à un angle de site par la mesure géographiquement correspondante au site de référence $\frac{\text{mesures radar site "haut"}}{\text{mesures radar site "référence"}}$. A distance et site « haut » donnés, l'échantillonnage de l'atmosphère à différents azimuts (figure 4.1) définit des ensembles de mesures qui servent à établir le rapport.

La formulation des rapports de réflectivité est équivalente à celle du PVR apparent (paragraphe 4.2). Ce dernier est écrit en rapport de moyennes de facteurs de réflectivité (équation 4.1). Le PVR apparent et les courbes de rapport constituent la même perception du PVR...exprimée de façon différente. Deux différences les distinguent :

- les rapports ne sont pas intégrés en distance comme le PVR apparent ; cela a des implications sur la robustesse de leur calcul ;

- pour le PVR apparent, la normalisation du facteur de réflectivité au niveau h_0 limite le traitement en distance au radar. Le rapport de la méthode inverse peut s'exprimer à toute distance.

Cette particularité étend le domaine géographique d'identification du PVR. Cela est cohérent avec l'objectif d'identification de la structure verticale de réflectivité sur un domaine d'intérêt plus large, en particulier loin du radar (distance > 70 km). Le domaine spatio-temporel considéré pour le calcul est $\mathcal{D}$ = [ensemble de zones de type homogène jusqu'à 120 km du radar $\times$ 60 min.]. Les échos de sol et les masques sont préalablement traités. Les valeurs de facteurs de réflectivité extrêmes sont écartées. Le site 0.4° n'est pas considéré, contrairement aux mesures effectuées au site 0.8° .

Dans la suite, nous considérons l'exemple du champ des réflectivités observé le 9 septembre 2002 de 01h00 T.U. à 02h00 T.U. par le radar de Bollène (voir figure 2.1).

5.3.2.1 formulation empirique du rapport de réflectivité moyen

Le rapport de réflectivité moyen, établi à la distance d entre le site « haut » α_i et le site de référence α_{ref} , se formule ainsi :

$$q(d, \alpha_{ref}, \alpha_i) = \frac{\left(\sum_{j=1}^{N(d, \alpha_i)} Z_j(d, \alpha_i) \right)}{\left(\sum_{j=1}^{N(d, \alpha_{ref})} Z_j(d, \alpha_{ref}) \right)} \quad (5.7)$$

- j est l'indice d'une mesure donnée sur l'ensemble des azimuts du domaine de calcul ;
- les couples de mesures sont sélectionnées pour le numérateur et le dénominateur, afin que le rapport q résulte d'un rapport de moyennes consistantes et d'effectif identique $N(d, \alpha_i)$.

Comme le PVR apparent, les rapports sont calculés avec des facteurs de réflectivité au droit des pixels distingués comme pluvieux (section 4.2.3). Par convention, le facteur de réflectivité au site de référence α_{ref} d'un pixel « pluvieux » au sens du rapport de réflectivité est supérieur à 20 dBZ. α_{ref} étant choisi parmi les sites les plus bas du protocole, ce critère sélectionne les pixels avec une pluie probablement avérée au sol. L'angle de référence est équivalent au niveau de référence du PVR apparent. Une cohérence verticale de l'information

est assurée par une sélection colocalisée et « simultanée » (au sein du cycle de 5 min., voir section 4.2.4) entre mesures aux sites « haut » et « bas ».

En conditions réelles, les facteurs de réflectivité sont entachés d'erreurs pouvant perturber les calculs. Il est cependant nécessaire d'établir des rapports les plus robustes possibles. Outre une partition préalable du champ selon le type de pluie, une intégration spatiale et temporelle des mesures, la stabilité du rapport de réflectivité est renforcée par une écriture en rapport de moyennes.

5.3.2.2 bilan

Après un cumul temporel des mesures par angle de site, par type de pluie et par pixel pluvieux, les mesures sont regroupées par ensembles d'azimuts en fonction de la distance au radar et par couple de site pour permettre le calcul du rapport moyen (équation 5.7).

Si le calcul du rapport de réflectivité est équivalent au calcul du Profil Vertical de Réflectivité apparent, les conditions de son échantillonnage sont notablement plus restrictives. En effet, les mesures doivent vérifier un croisement entre des domaines physiques évolutifs (les pixels pluvieux inclus dans des zones de pluie homogène) et des domaines spatiaux d'échantillonnage stationnaires (une distance d et deux angles de site). Si les domaines physiques sont les mêmes, les domaines d'échantillonnage sont très diminués par rapport au PVR apparent. L'effectif de la population de mesures disponibles pour le calcul d'un rapport est naturellement moins important. Ces restrictions réduisent la possibilité de capter une structure pendant l'intervalle temporel requis (une heure) sous des conditions d'échantillonnage constantes. La variabilité naturelle du PVR est donc susceptible d'avoir un impact important sur les rapports.

5.3.3 caractérisation des rapports de réflectivité

La variabilité du facteur de réflectivité normé, constatée avec la figure 4.3, est retranscrite par les rapports de réflectivité.

Par tranche d'altitude donnée (composante du PVR), l'échantillonnage volumique multiplie les rapports calculés dans des conditions de distance et d'angle de site différentes. De plus, plusieurs rapports consécutifs en distance (même paire d'angles d'élévation) peuvent renseigner la même tranche d'altitude. Cette multiplication du nombre de valeurs, quoique ne constituant pas a priori un problème, favorise la variabilité de l'information.

Les échantillons d'effectif $N(d, \alpha_i)$, recueillis pour le calcul des rapports moyens, varient selon les conditions de mesure et le déplacement des zones pluvieuses typées.

Statistiquement, les rapports sont inégalement robustes. Leur comparaison peut s'effectuer en terme d'effectif temporel moyen : $(N(d, \alpha_i) / [\text{nombre de pixels ayant servi au calcul du rapport moyen}])$. Cet indice est significatif de l'intégration temporelle.

L'exemple présenté figure 5.3 pour le type de pluie stratiforme est représentatif. Pour plus de visibilité, et en raison de certaines valeurs extrêmes (voire aberrantes), nous représentons les rapports en échelle logarithmique. Rappelons que les valeurs de rapports sont généralement incluses dans un intervalle [0.01-5] (voir figure 5.1). Des valeurs plus élevées sont physiquement peu réalistes, car elle ne pourraient correspondre qu'à un pic de bande brillante excessivement important pour le PVR stratiforme. Les valeurs les plus informatives sur le PVR se trouvent au voisinage de 1. L'effectif temporel de ces rapports est plus globalement plus élevé que celui des valeurs extrêmes. Il semble donc y avoir une corrélation entre les valeurs extrêmes et un effectif d'échantillonnage réduit.

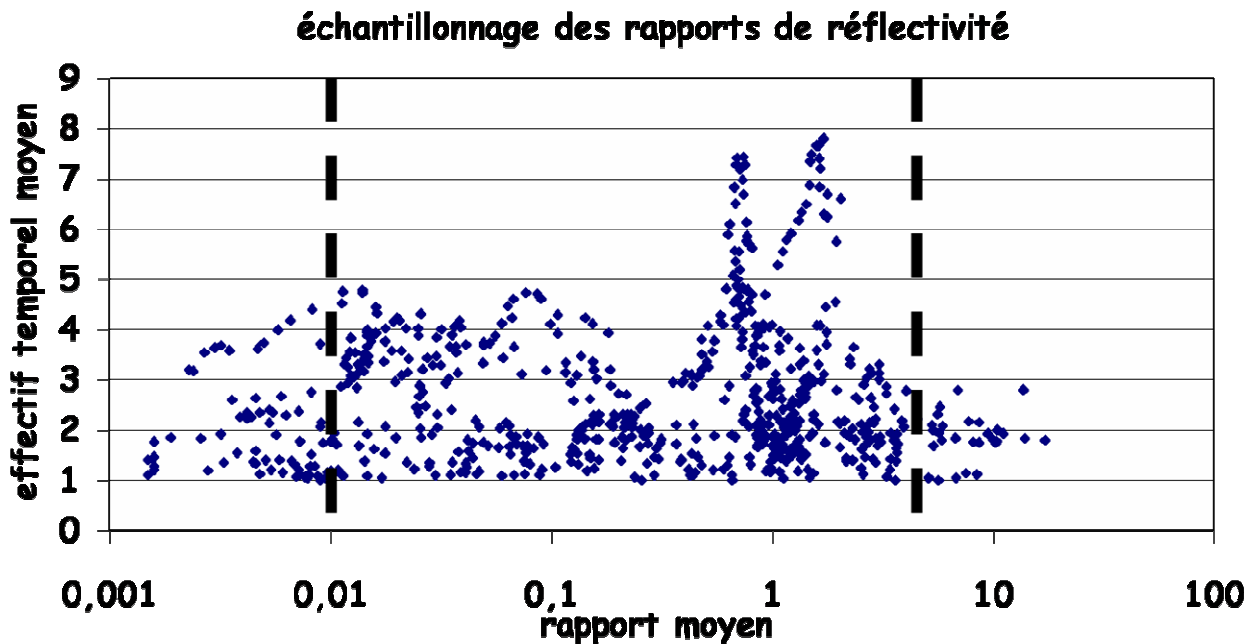


Figure 5.3 – effectifs d'échantillonnage temporel moyen des rapports de type stratiforme calculés le 9 septembre 2002 de 01h00 T.U. à 02h00 T.U. par le radar de Bollène. Les traits pointillés figurent les limites [0.01-5] en dehors desquelles les valeurs sont considérées comme extrêmes, voire irréalistes.

La figure 5.4 montre que cela a un impact significatif sur la variabilité des rapports. A partir de la population calculée, elle présente deux jeux de courbes de rapports dont les seuils

d'échantillonnage sont différents. Les critères d'échantillonnage minimum pour le calcul d'un rapport moyen sont :

- cas 1 : $N(d, \alpha_i) \geq 15$ entre 01h00 et 02h00 T.U. , avec les contributions d'au moins 10 pixels pluvieux de la grille radar ;
- cas 2 : $N(d, \alpha_i) \geq 40$ entre 01h00 et 02h00 T.U., avec les contributions d'au moins 30 pixels pluvieux de la grille radar.

Avec les seuils d'échantillonnage laxistes (cas 1), les courbes de rapport sont naturellement plus fournies que dans le cas 2. Mais elles sont aussi significativement plus dispersées et bruitées, avec des valeurs très fortes et aberrantes (atteignant 17). Par comparaison avec l'exemple de la figure 5.1, ces valeurs extrêmes semblent irréalistes. Le sous-ensemble correspondant au cas 2 constitue des courbes plus cohérentes. Elles s'inscrivent dans une gamme de valeurs plus réduite et réaliste que dans le cas 1 (inférieures à 3.5).

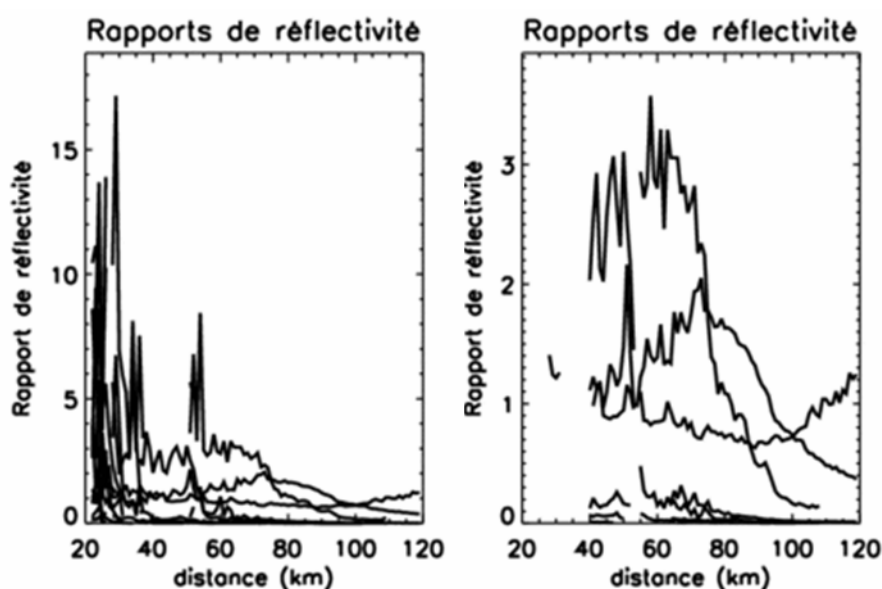


Figure 5.4 – courbes de rapport calculées sur les pixels stratiformes le 09/09/2002 de 01h00 T.U. à 02h00 T.U. A gauche, les seuils d'échantillonnage sont laxistes (cas 1) et admettent le calcul de rapports moyens statistiquement peu robustes. A droite, les seuils d'échantillonnage sont restrictifs (cas 2) ; ce dernier ensemble de rapports est inclus dans le précédent. Notons que l'échelle du graphe de droite est cinq fois plus petite que celle de gauche.

Il semble qu'une structure verticale cohérente - transcrite au travers des rapports de réflectivité – existe. Mais elle semble masquée par un bruit important causé par des rapports faiblement échantillonnés, et probablement représentatifs du PVR à des échelles spatio-

temporelles inadéquates. D'autres explications peuvent être avancées, comme le non synchronisme entre les mesures entre site haut et site de référence, la présence de signaux parasites dus à des avions... De manière générale cependant, la robustesse d'échantillonnage des rapports semble déterminer significativement leur cohérence physique.

Ce constat incite à opérer un tri de l'information. Il s'agit d'isoler les échantillons les plus représentatifs pour assurer la robustesse statistique des données du problème inverse. Notons cependant que les seuils d'échantillonnage utilisés pour cet exemple sont spécifiques à ce pas de temps. Ils ont été obtenus par compromis entre des courbes suffisamment fournies pour renseigner la totalité du PVR et robustesse des rapports de réflectivité. Dans le cadre de TRADHy, il serait intéressant d'automatiser cette étape de censure.

5.4 Mise en œuvre de la méthode : exemple et analyse des limites

Nous appliquons la méthode inverse sur les rapports calculés dans la section 5.3.3, afin d'identifier le PVR z_{inv}^* . Les résultats obtenus montrent la sensibilité de cette dernière aux données.

5.4.1 paramétrage de la méthode : choix de calcul

Le choix du PVR a priori pour initialiser la méthode est de grande importance dans le processus d'inversion. L'identification z_{inv}^* est d'autant meilleure que le PVR a priori est proche de la solution. Différents candidats peuvent être proposés :

- si on ne dispose pas d'information, le PVR droit (toutes les composantes sont initialisées à la valeur 1, voir figure 5.1) ou le PVR climatologique peuvent être utilisés par défaut ;
- en cas de disponibilité, le PVR apparent ;
- dans les conditions de calcul en continu, le PVR identifié au pas de temps précédent.

L'expérience montre que le PVR identifié au pas de temps précédent est un mauvais candidat, malgré sa corrélation temporelle avec le PVR à inverser. En effets, des défauts numériques éventuels peuvent se propager et s'amplifier au fil du temps. Le meilleur PVR a priori est donc le PVR apparent z_a^* , qui s'inscrit dans le domaine spatio-temporel du PVR à inverser.

Dans un premier temps, nous adoptons les choix de calcul de Vignal et al. (1998). Nous considérons ainsi les distances de décorrélation horizontales et verticales des rapports Dx et

Dh nulles. D'après Andrieu et Creutin (1995), le rapport est accompagné d'une dispersion supposée proportionnelle à sa valeur. Les coefficients de la relation linéaire entre l'écart-type σ^q et le rapport q sont définis par l'expérience des précédents utilisateurs :

$$\sigma^q = 0.4q + 0.001 \quad (5.8)$$

Ensuite, nous prenons la distance de décorrélation verticale Dz égale à 0.4 km. La variance d'un paramètre conditionne sa capacité à s'écarter de sa valeur a priori. La modélisation de l'écart-type du PVR est proposée dans les travaux antérieurs :

$$\sigma^z = 0.7z + 0.001 \quad (5.9)$$

Ainsi quantifiées, les possibilités de variations des paramètres sont importantes relativement aux données. Elles permettent au PVR de s'écarter significativement du PVR a priori.

5.4.2 exemple : sensibilité de la méthode aux données

La figure 5.5 présente les résultats d'inversion du PVR stratiforme du 9 septembre 2002 à 02h00 du matin. La méthode est constatée significativement sensible aux rapports de réflectivité.

La méthode a des difficultés à reproduire les rapports lorsque ces derniers sont dispersés et contiennent des valeurs visiblement aberrantes (cas 1). Elle ne parvient pas à proposer une synthèse satisfaisante de l'information : le PVR identifié est erratique et visiblement peu physique. Elle reproduit avec plus de succès les rapports les plus robustes (cas 2). Les scores en Nash en témoignent. Il est significatif de constater que le score en Nash associé au PVR a priori augmente fortement du cas 1 au cas 2 : de 49 il passe à 82. Cette différence « a priori » traduit l'amélioration des conditions de calcul d'inversion, obtenue grâce à une synthèse plus cohérente des données. Il est tout autant significatif de constater que parti dans de meilleures conditions, le calcul d'inversion affiche une meilleure performance en reproduction des rapports : si le gain en Nash est de 6 points dans le cas 1, il passe à 13 points dans le cas 2. Enfin et surtout, le PVR identifié est plus cohérent que le premier et physiquement significatif : la bande brillante est plus élevée et légèrement plus fine que celle du PVR apparent. Ce résultat est compatible avec les simulations effectuées section 3.2.2.

Cela confirme les conclusions de la section 5.3.3 :

- une structure verticale cohérente existe. Mais son identification est gênée par le bruit important causé par des rapports dispersés ;

- il est nécessaire d'écarter du traitement les rapports les moins représentatifs de la structure verticale de réflectivité.

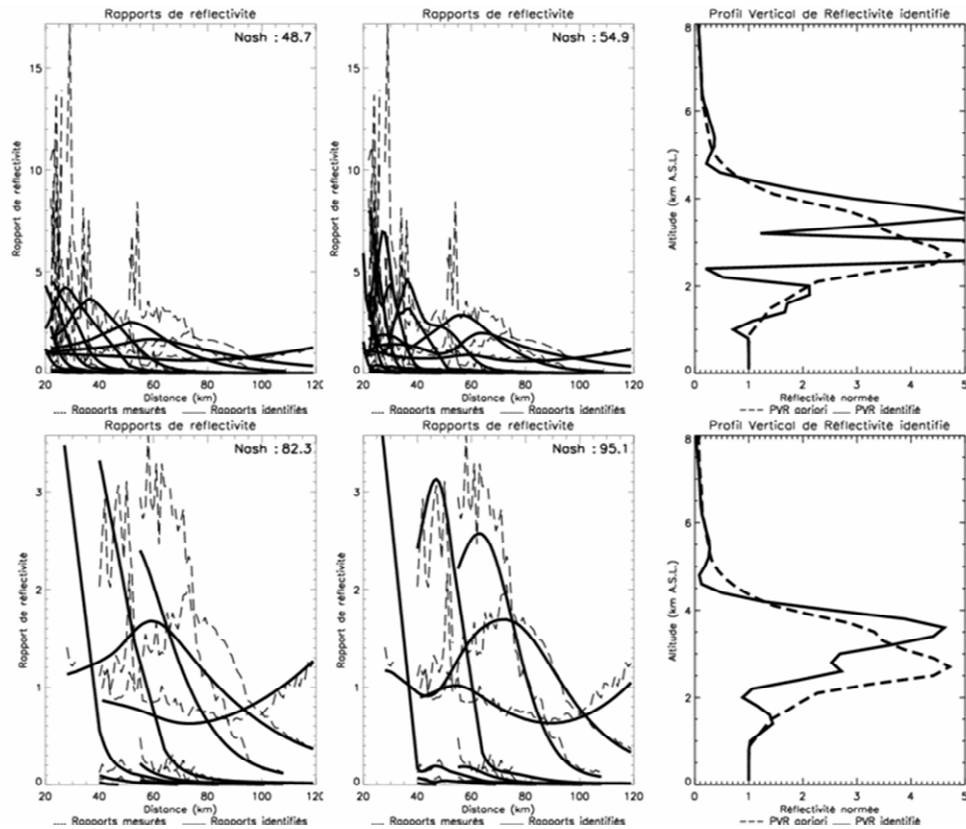


Figure 5.5 – identification du PVR à l'aide des courbes de rapport calculées sur les pixels typés stratiformes le 09/09/2002 de 01h00 à 02h00 T.U. En haut, l'identification de PVR est effectuée avec des courbes de rapport calculées avec des seuils d'échantillonnage laxistes (cas 1). En bas, l'identification s'appuie sur un sous-ensemble de courbes extraites parmi les plus robustes des premières (cas 2). A gauche, les courbes de rapport calculées à partir des mesures radar (en pointillés) et correspondant au PVR apparent (en traits pleins). Au centre, les courbes de rapport calculées à partir des mesures radar (en pointillés) et correspondant au PVR identifié (en traits pleins). Un critère de Nash quantifie le gain de reproduction des courbes de rapport empiriques par les courbes identifiées. A droite, le PVR apparent (en pointillé) et identifié (en trait plein).

5.4.3 analyse des limites de la méthode dans le contexte de travail

Force est de constater la très forte sensibilité de la méthode aux données et à leur dispersion. Cela pose une difficulté pour une identification en continu du PVR dans le cadre de TRADHy.

Si la confiance accordée aux données est grande, cela conduit à des PVR identifiés erratiques. Leur utilisation pour estimer la pluie au sol avec des mesures radar serait catastrophique. Dans le cas contraire, il serait plus simple de ne pas appliquer la méthode inverse, et de se contenter du PVR apparent. Afin d'améliorer l'efficacité de la méthode inverse, il semble que les efforts doivent porter sur les données et la définition de leur confiance.

La partition du domaine pluvieux est certainement source de progrès importants pour distinguer des structures verticales différenciées et homogènes. Il est possible qu'elle ne soit pas encore suffisamment fine et qu'une variabilité résiduelle existe au sein d'un type de précipitation donné. Cependant, nous supposons qu'un échantillonnage limité est la cause plus probable de la dispersion observée de certains rapports de réflectivité. Le constat de variabilité dans la structure verticale conduit donc à isoler les données présentant une certaine cohérence. Cette sélection permettrait une identification de PVR dans de meilleures conditions numériques.

Notons que pour cela, l'utilisation de seuils d'échantillonnages fixes est sûrement peu adaptée au contexte de TRADHy. Sur des supports géographiques variables dans le temps, la quantité d'information disponible évolue à chaque pas de temps. Ce dernier constitue une situation particulière pour laquelle il n'existe probablement pas de seuil d'échantillonnage universel. Le compromis entre richesse et robustesse d'information portée par les rapports de réflectivité est difficile à réaliser. Nous devons chercher la meilleure information pour l'identification du PVR par d'autres moyens.

5.5 Adaptation de la méthode au contexte de TRADHy

La méthode d'identification du PVR par inversion des rapports de réflectivité, initialement développée pour des supports géographiques fixes au cours du temps, fonctionne assez mal avec les ensembles de données considérés dans l'expérience Bollène 2002. L'analyse des limites de la méthode initiale conduit à proposer des améliorations afin de l'adapter au nouveau contexte. Compte tenu des constats effectués, nous effectuons des hypothèses sur la variabilité des rapports de réflectivité et nous définissons des objectifs pour la méthode.

5.5.1 définition du cahier des charges et hypothèses de travail

Compte tenu des objectifs et du constat de sensibilité de la méthode inverse à la dispersion de l'information échantillonnée par le radar, des efforts doivent porter sur :

- l'homogénéité de l'information mesurée ;
- l'équilibre entre données et paramètres d'inversion.

L'initialisation de la méthode avec le PVR apparent ne semble pas limitante. Les efforts d'amélioration concernent principalement les rapports de réflectivité. Il s'agit de :

- sélectionner les données les plus représentatives de la structure verticale de réflectivité à identifier sur le domaine $\mathcal{D}$;
- améliorer la caractérisation des erreurs sur ces données.

Nous devons donner des critères de sélection des rapports, et des outils pour caractériser leurs erreurs.

Nous nous appuyons pour cela sur une hypothèse relative au préconditionnement de la méthode : les rapports de réflectivité statistiquement les plus robustes sont physiquement les plus cohérents et représentatifs de la structure verticale de réflectivité. Par conséquent, en se donnant un critère statistique décrivant la variabilité d'un rapport de réflectivité, nous pourrions extraire les rapports les plus optimaux pour la méthode.

5.5.2 analyse de la variabilité du rapport de réflectivité

Dans la méthode initiale, les écart-types sur les rapports sont modélisés par une relation affine avec la valeur du rapport (équation 5.8). Nous étudions dans cette section la validité de ce modèle.

L'objectif est d'identifier le PVR de façon aussi réaliste que possible. Dans un contexte où les situations d'inversion de PVR sont variées (événements différents, partition suivant le type de pluie...), il semble avantageux de donner plus de souplesse au calcul. Aux débuts de la méthode inverse, le manque de données contraignait à identifier un PVR avec deux angles de site seulement et à modéliser les écart-types de rapports. A l'heure du balayage multi-sites et du passage au multi-radar, la quantité d'information disponible autorise à donner une coloration plus physique à un calcul de nature statistique et numérique. S'affranchir d'une modélisation rudimentaire de l'incertitude sur les rapports de réflectivité peut y contribuer. Le calcul direct de l'écart-type des rapports à partir des mesures redistribue le poids accordé à chaque rapport dans l'inversion. Il oriente la méthode vers l'identification d'un PVR plus en accord avec la réalité.

Un rapport moyen constitue la valeur de référence d'une population de rapports locaux (équation 5.1). Un écart-type est calculé à partir de cette population. Il constitue un indice de la variabilité associée au rapport moyen. La figure 5.6 présente les écart-types calculés en fonction de la valeur de référence. Leur dispersion est telle que la représentation en échelle logarithmique est plus adaptée. Leur organisation est riche en information.

En premier lieu, il semble que la relation entre le rapport moyen et son écart-type soit marquée d'une certaine dispersion. Certains rapports moyens ne sont pas robustes, par exemple avec des écart-types associés plus grands que trois fois leur valeur. Ce constat justifie l'approche de calcul de l'incertitude, plutôt que son estimation par une relation affine.

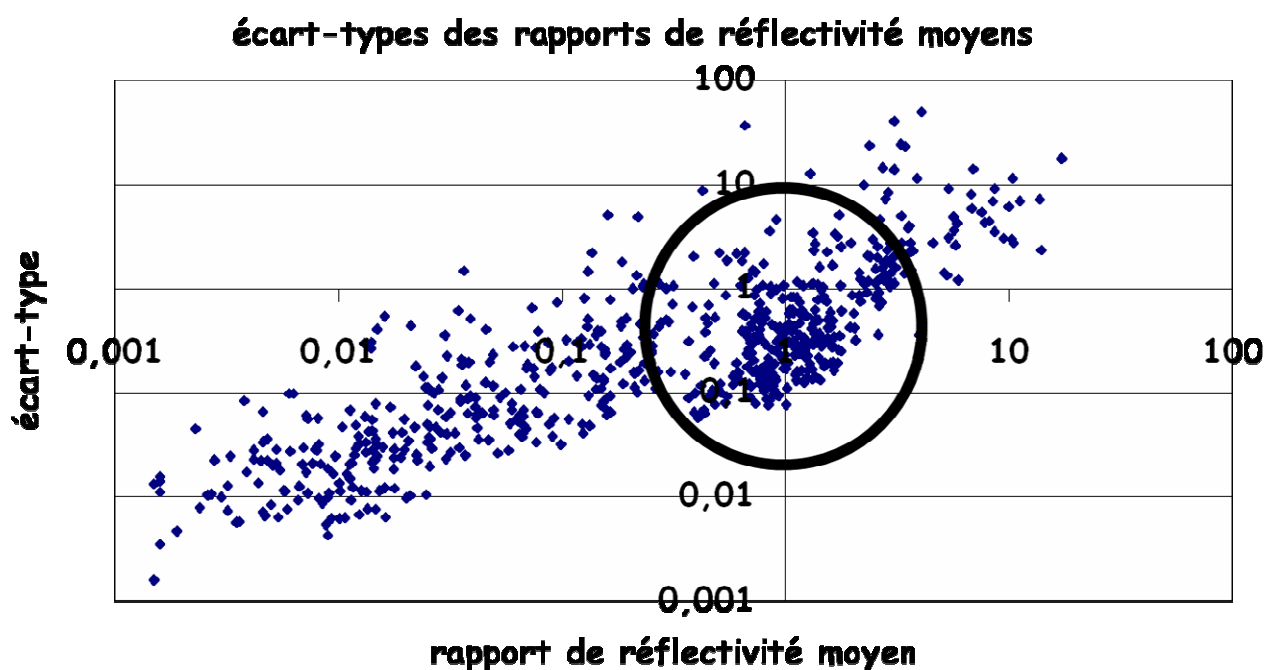


Figure 5.6 – écart-types en fonction des rapports calculés (sans condition sur les effectifs) pour les mesures de type stratiforme du radar de Bollène le 09/09 2002 de 01h00 à 02h00 T.U. Le groupe des rapports au voisinage de 1 est souligné.

De plus, une nette tendance apparaît sur le graphe : l'écart-type est sensiblement corrélé à la valeur du rapport moyen. Cet effet d'échelle induit une altération non désirée de l'équilibre de confiance entre paramètres et données. Il contraint l'algorithme d'inversion du PVR à reproduire préférentiellement les rapports faibles, ce qui est aussi le cas avec la relation 5.8. Or les rapports faibles ne sont pas forcément les plus informatifs. En particulier, compte-tenu du fait que α_{ref} correspond au site le plus bas du protocole de balayage, ils correspondent

souvent aux parties les plus élevées et les moins intéressantes du PVR à identifier pour des objectifs de QPE radar.

Deux groupes de points peuvent donc être distingués sur ce graphe : (i) les rapports faibles avec des écart-types faibles qui contraignent fortement l’algorithme d’identification (ii) les rapports compris entre 0.1 et 5, qui renseignent la structure du PVR à des altitudes généralement plus pertinentes, et dont le niveau de confiance est variable. C’est sur ces derniers points que doit préférentiellement travailler l’inversion de PVR.

Les rapports de réflectivité entre deux angles de site sont fonction de la distance. Pour visualiser la répartition de l’incertitude, on peut représenter l’écart-type sous forme de courbes enveloppant la courbe de rapport.

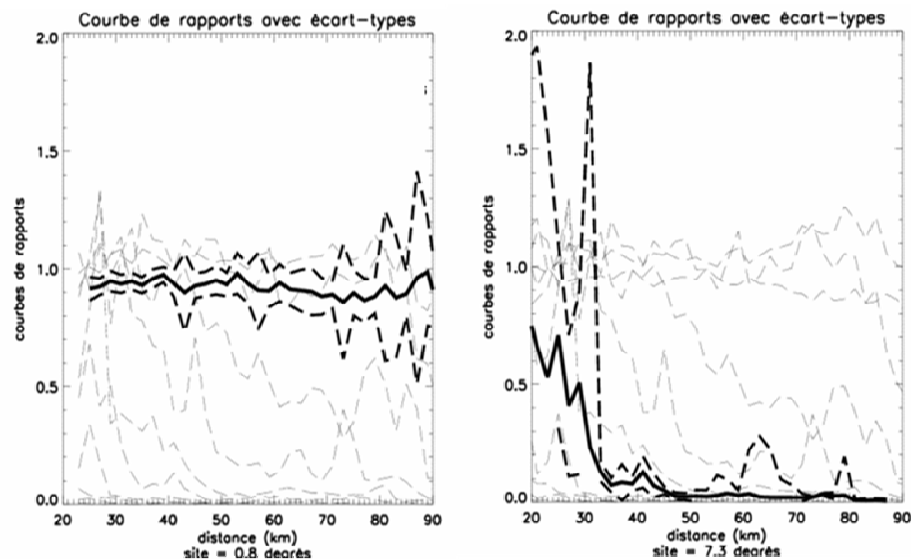


Figure 5.7 – calcul des écart-types des rapports. A gauche, courbe de rapports (trait noir plein) et écart-types (trait noir pointillé) entre les sites 0.8° (haut) et 1.2° (référence) du radar de Bollène le 09/09 2002, cumulés de 01h00 à 02h00 T.U. pour le type convectif. A droite, courbe de rapports et écart-types entre les sites 7.3° (haut) et 1.2° (référence) du radar de Bollène le 09/09/2002, cumulés de 01h00 à 02h00 T.U. pour le type global. Les traits gris pointillés figurent les autres courbes de rapport.

A gauche, l’écart-type augmente avec la distance au radar. Cette tendance observée s’explique peut être par l’intégration de zones pluvieuses géographiquement plus éloignées et différenciées avec la distance. A droite, la courbe de rapport baisse avec la distance, et l’écart-type a tendance à diminuer lui aussi.

En conclusion, la confiance à accorder à une valeur de rapport est très fluctuante. Elle doit être individualisée. Le calcul de l'écart-type du rapport moyen permet de distribuer le poids accordé à chaque rapport pour identifier par inversion un PVR plus réaliste. Ce calcul est certainement utile pour mêler des courbes issues de plusieurs radars. Il présente néanmoins un défaut : cet indice de dispersion est sensible à la valeur de référence. Cela cause un biais dans le calcul d'inversion. Nous devons utiliser un autre indice de variabilité, dont la particularité serait d'être indépendant de la valeur du rapport associé. Il servirait alors de modèle en remplacement du modèle linéaire d'écart-type dans la méthode inverse initiale (équation 5.8).

5.5.3 définition d'un indice de confiance : le coefficient de variation

La variabilité d'un rapport de réflectivité peut être décrite par un indice équivalent à un coefficient de variation : normer l'écart-type par la valeur du rapport moyen permet de quantifier la dispersion de la population autour de la valeur de référence. Comme l'écart-type, cet indice apporte une signification quantitative à sa robustesse (ou sa confiance). Il présente l'avantage de ne pas être sensible à la valeur de référence. Nous le représentons dans la figure 5.8.

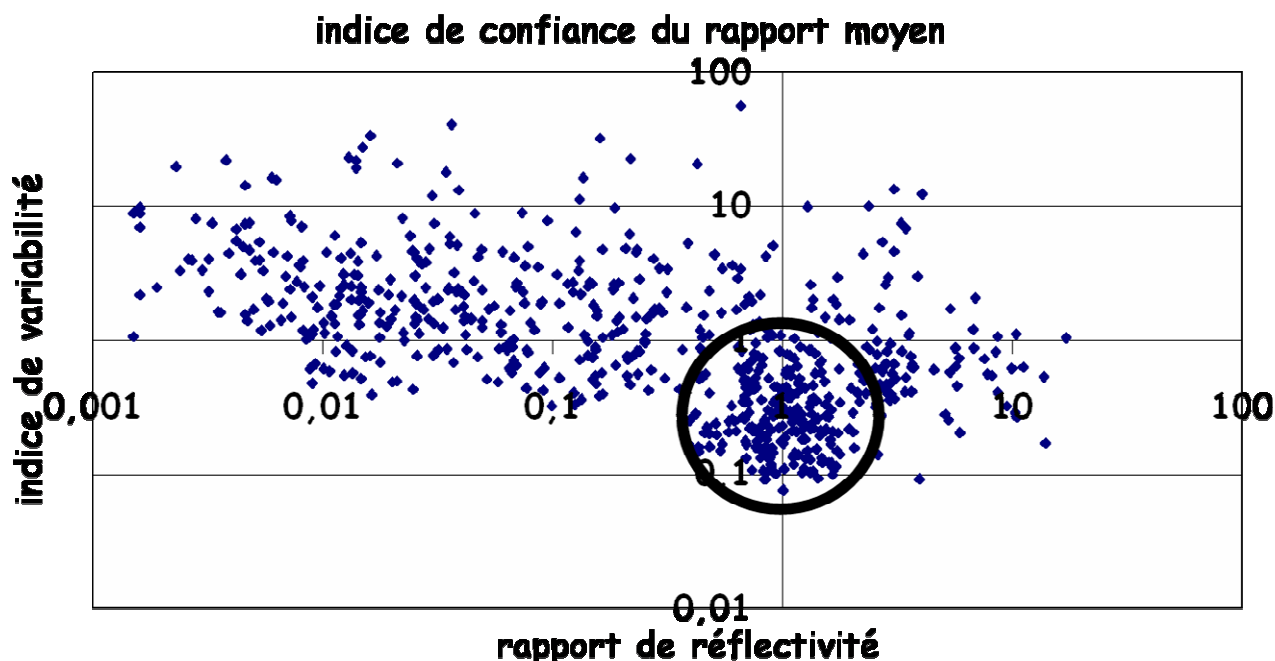


Figure 5.8 – indices de variabilité en fonction des rapports moyens calculés sur les mesures type « stratiforme » du radar de Bollène le 09/09 2002, cumulés de 01h00 à 02h00 T.U. Les rapports les plus significatifs (au voisinage de 1) sont entourés.

Nous distinguons deux groupes de points sur ce graphe :

- les rapports faibles et forts ont cette fois des indices de variabilité élevés (niveau de confiance faible) ;
- les rapports plus informatifs (entre 0.1 et 5) ont un niveau de confiance variable mais plutôt élevé.

Contrairement à ce que l'écart-type peut laisser croire, l'indice de confiance des rapports faibles révèle que ces derniers ont une variabilité relative importante. Ils ne sont pas robustes. Au contraire, les rapports autour de 1 présentent une variabilité relative plus réduite et présentent plus de robustesse. L'algorithme sera préférentiellement contraint par les données les plus informatives.

5.5.4 reformulation de la confiance sur les données du problème inverse

Le choix initial d'une relation affine entre rapport moyen et écart-type de rapport est écarté. La confiance à accorder à chaque valeur de rapport est très fluctuante et doit être individualisée. Afin de donner plus de souplesse au calcul et orienter le calcul vers l'identification d'un PVR plus réaliste, nous redistribuons la confiance sur les rapports avec le calcul d'un indice de variabilité.

De manière absolue, il est difficile de qualifier la confiance à accorder à chaque valeur. Afin d'optimiser le calcul d'inversion, il convient de trier et sélectionner les valeurs pour lesquelles la confiance semble la plus grande. Nous faisons l'hypothèse qu'en sélectionnant les rapports d'indice de variabilité les plus faibles, c'est-à-dire les plus robustes, une structure cohérente du facteur de réflectivité peut être extraite.

5.5.5 sélection des données strictement nécessaires et suffisantes

Le contexte d'exploitation de la méthode inverse demande d'effectuer des choix sur le traitement de l'information. Les situations rencontrées au cours d'un évènement pluvieux peuvent être très hétérogènes, et la quantité et la qualité de l'information disponible évolue à chaque pas de temps. Une exigence de robustesse demande d'atténuer la sensibilité de la méthode à la dispersion d'information. Pour cela, un tri parmi les données est effectué afin d'optimiser les conditions de calcul. Sous l'hypothèse de la section précédente, nous cherchons à exploiter de l'information nécessaire et suffisante pour l'inversion du PVR :

- nécessaire : la quantité d'information portée par les données doit permettre une identification de chaque composante du PVR sur l'intervalle d'altitude associé ;

- suffisante : afin d'éviter la prise en compte de rapports moyens moins représentatifs que d'autres, nous évitons la redondance d'information.

Parmi la population des rapports calculés, une sous-population constituée des données les plus représentatives, au sens défini dans le paragraphe 5.4, est ainsi extraite pour le calcul. Cette extraction doit être ordonnée. Il est dans un premier temps nécessaire d'identifier quel sous-ensemble des paramètres est concerné par chaque donnée : en d'autres termes quelles composantes du PVR (paramètre du problème inverse) sont décrites par chaque rapport. Puis il faut répartir les données, afin d'en constituer une population par paramètre. Cette répartition sera effectuée de façon à maximiser l'impact des données sur les paramètres. Enfin, la donnée la plus représentative sera sélectionnée au sein de chaque population.

La première étape de cette synthèse préliminaire est la constitution d'une population de rapports par tranche d'altitude. Il s'agit d'organiser verticalement les rapports moyens. A une distance donnée au radar d , un rapport de réflectivité $q(d, \alpha_{ref}, \alpha_i)$ renseigne la structure verticale de la réflectivité simultanément sur deux tranches d'altitudes au moins (cela dépend de la largeur du faisceau), l'une relative à α_{ref} , l'autre à α_i .

Affecter le rapport à la tranche d'altitude relative au site de référence, qui est identique pour tous, reviendrait à organiser implicitement la structure verticale de la réflectivité sous-jacente selon la perspective du même site. Cela fait perdre l'avantage du protocole volumique du radar. L'inversion est également plus vulnérable à une non vérification de l'hypothèse d'homogénéité spatiale du PVR.

Affecter le rapport à l'altitude relative au site « haut » permet de varier les conditions d'échantillonnage. Chaque composante du PVR est alors renseignée par une population de rapports établis dans des conditions de distance au radar et d'élévation divers. C'est cette dernière configuration que nous retenons. La figure 5.9 présente cette répartition pour les pixels stratiformes de la grille radar entre de 01h00 à 02h00 le 09/09/2002.

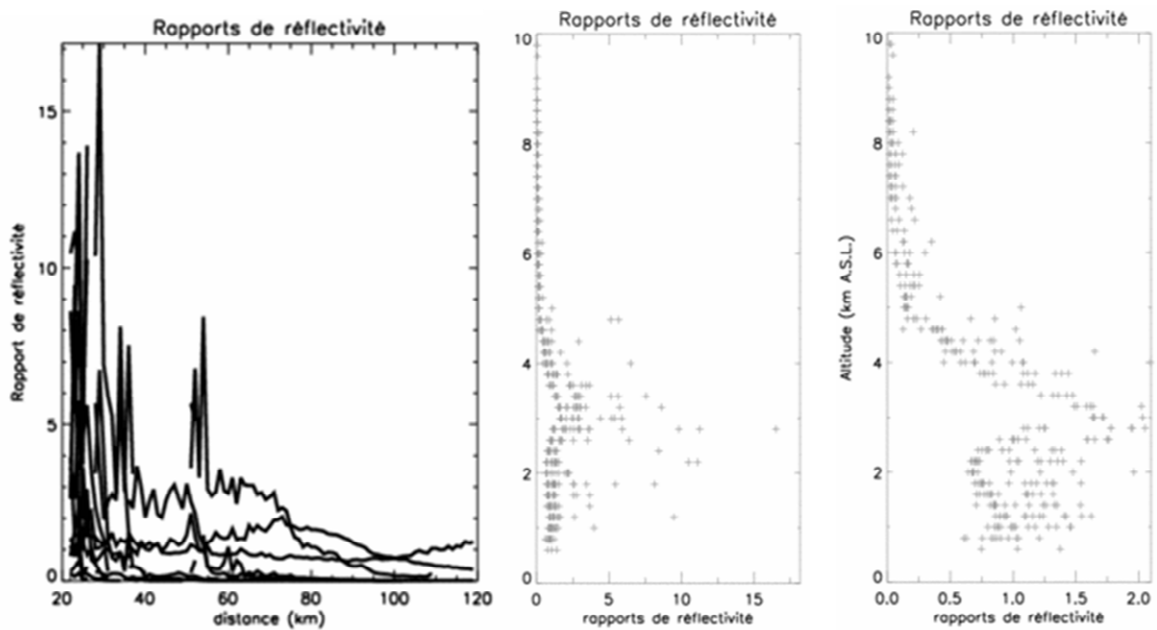


Figure 5.9 – organisation verticale des rapports de réflectivité. A gauche, rapports de réflectivités calculés sur les mesures type « stratiforme » du radar de Bollène le 09/09 2002 et cumulés de 01h05 à 02h00, représentés en fonction de la distance au radar. Au centre, les mêmes rapports sont répartis sur la verticale en fonction de l'altitude de mesure au site « haut » du rapport. A droite, zoom sur les rapports compris entre 0 et 2.

Dans le cas présent, la richesse d'information est manifeste : les tranches d'altitudes contiennent souvent plusieurs rapports. La dispersion d'échantillonnage et la variabilité naturelle du PVR se traduisent par une dispersion des valeurs par tranche d'altitude. La variabilité des rapports est trouvée plus importante à basse altitude (< 3 km). Cela peut expliquer les oscillations du PVR identifié de 0 à 3 km d'altitude (figure 5.5). Les rapports les plus bas peuvent prendre des valeurs éloignées de 1, ce qui cause des problèmes de dérive dans l'identification de la base du PVR.

Une fois chaque composante du PVR décrite par une population de rapports, une étape complémentaire consiste à synthétiser l'information. En effet, au sein de la population relative à une composante, la discrétisation verticale du PVR peut induire la présence de plusieurs rapports consécutifs en distance et de site « haut » identique. Un calcul de moyenne pondérée selon leur indice de variabilité les synthétise en un rapport unique. A l'issue de cette synthèse, chaque composante est renseignée par autant de rapports que d'angles du site « haut ».

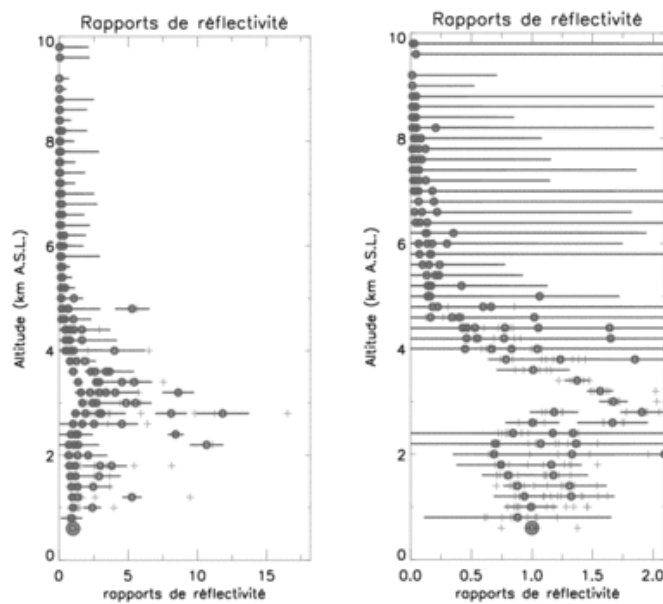


Figure 5.10 – synthèse des rapports par tranche d’altitude. Les rapports moyens par angle de site « haut » sont représentés en points noirs. Les traits représentent les indices de confiance. Pour limiter les problèmes de dérive de la base du PVR inversé, la valeur du rapport le plus bas est forcée à 1.

Dans l’exemple de la figure 5.10, la confiance sur les rapports est globalement plus forte entre 0 et 3 km d’altitude. Leur dispersion est compensée par une information plus robuste. En altitude, des rapports plus cohérents entre eux compensent une robustesse plus faible. L’indice de confiance utilisé contraint préférentiellement l’inversion vers les altitudes basses (entre 0 et 3 km). La deuxième composante (tranche d’altitude [800-1000] m) présente une forte dispersion d’information portée par le rapport. Cela résulte peut être des effets de relief résiduels (masquage, échos fixes) dans la mesure radar.

La dernière étape consiste à extraire le plus robuste des rapports moyens par tranche d’altitude. La sélection retient le rapport d’indice de variabilité le plus faible.

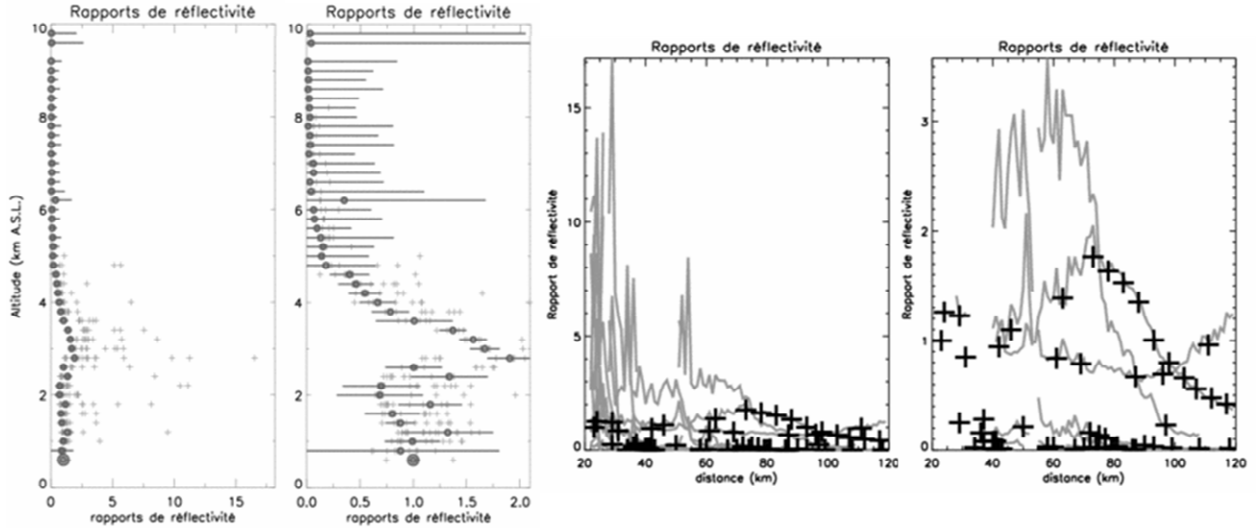


Figure 5.11 –sélection des rapports selon leur indice de confiance. A gauche, représentation en fonction de l'altitude ; à droite, représentation en fonction de la distance : les croix noires représentent les rapports sélectionnés. A gauche, la totalité des rapports est représentée ; à droite, zoom sur les valeurs les plus représentatives.

Nous constatons que la sélection des rapports statistiquement les plus robustes s'effectue dans les parties des courbes de rapport les plus régulières, et caractérisées par un effectif d'échantillonnage plus important (figure 5.4). Cela confirme l'hypothèse de travail (section 5.5.1).

En outre, la figure montre qu'il n'y a pas d'effet de distance ou d'angle de site « haut » dans le choix du meilleur rapport par tranche d'altitude. Le domaine spatio-temporel évolue en taille et forme au cours du temps, mais la sélection adaptative est variée et non biaisée. Cela assure la représentativité des données sélectionnées sur le champ pluvieux. Le PVR à identifier avec ces données sera représentatif du domaine d'intérêt. L'expérience des précédents utilisateurs indique que des écart-types estimés à (~ 0.3 - ~ 0.4) fois la valeur du rapport permettent au PVR inversé de s'écarter significativement du PVR a priori. Les indices de confiance des rapports sélectionnés sont donc normés afin de vérifier la relation :

$$\left[\frac{\text{indice de confiance}}{\text{rapport}} \right] = 0.4 . \text{ Ils sont introduits dans la matrice de covariance d'erreurs } C_q .$$

Les autres paramètres restent inchangés : le PVR a priori est le PVR apparent, $D_x = 0.$, $D_h = 0.$, $\sigma^z = 0.7z + 0.001$ et $D_z = 0.4$ km.

5.5.6 bilan

Le constat de variabilité de la structure verticale de réflectivité conduit à effectuer un préconditionnement des données pour favoriser les conditions numériques d'une identification du PVR. L'enjeu est de faire une synthèse la plus cohérente possible des rapports disponibles à partir de l'échantillonnage du radar. Sous l'hypothèse selon laquelle la cohérence verticale du facteur de réflectivité est préférentiellement portée par les rapports les plus robustes, l'incertitude du rapport est explicitement quantifiée avec un indice de confiance analogue à un coefficient de variation. Cet indice permet d'extraire les rapports relatifs à une structure verticale du facteur de réflectivité relativement homogène.

5.6 Mise en œuvre et résultats

Le préconditionnement des données effectué, la méthode peut être mise en oeuvre. Nous présentons les résultats de son application le 9 septembre à 02h00 T.U., avant de présenter la population des PVRs identifiés à l'échelle de l'évènement.

5.6.1 inversion du PVR stratiforme le 9 septembre à 02h00 TU

La méthode inverse identifie une forme du PVR plus vraisemblable avec les mesures que le PVR apparent (donné comme PVR a priori). Les rapports sont mieux reproduits avec un gain en Nash de 8 points. Le PVR identifié a une signification physique : la bande brillante est clairement identifiée ; au-dessus, le facteur de réflectivité diminue avec l'altitude ; en dessous, il reste relativement constant jusqu'au sol (Fabry et Zawadzki, 1995). La bande brillante identifiée par inversion est plus étroite que l'apparente, un résultat cohérent avec les simulations des effets du faisceau présentées section 3.2.2. Il semble donc que les effets de faisceau soient, sinon corrigés, du moins atténués.

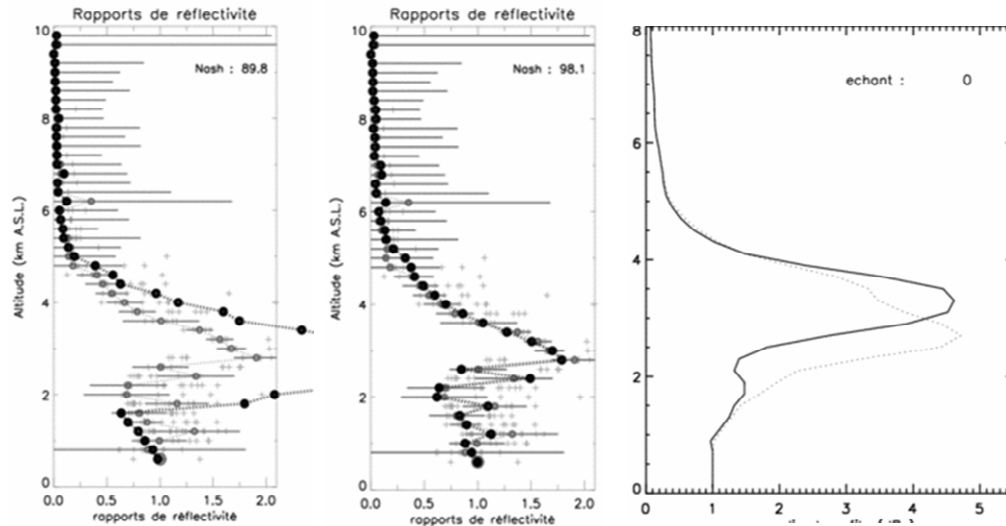


Figure 5.12 – identification de PVR par les courbes de rapport (données type « stratiforme » du radar de Bollène le 09/09/2002 cumulées de 01h00 à 02h00). En haut à gauche, les rapports calculés à partir des mesures radar avec leur indice de confiance (en gris) et correspondant au PVR apparent (en noir). En haut à droite, les rapport calculés à partir des mesures radar (en gris) et correspondant au PVR identifié (en noir). Un critère de Nash indique le gain de reproduction des rapports calculés par les rapports identifiés. En bas, le PVR apparent (en pointillé) et identifié (en trait plein).

La comparaison avec les PVRs stratiformes identifiés précédemment montre le gain qualitatif apporté par le préconditionnement des rapports. Le dernier PVR identifié est plus régulier. La méthode inverse travaille dans de meilleures conditions numériques. Un gain en temps de calcul significatif est noté (un PVR est identifié environ 5 fois plus vite).

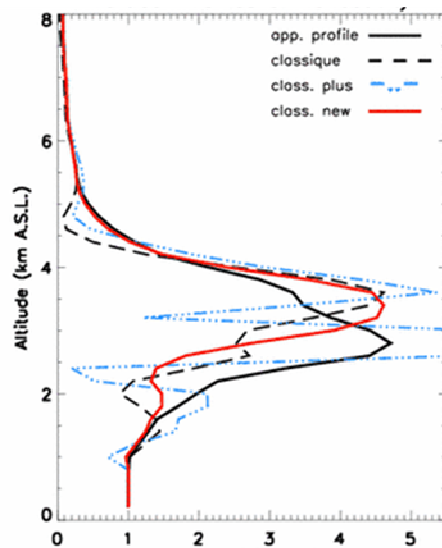


Figure 5.13 – 3 essais d’identification de PVR par les courbes de rapport (données type « stratiforme » du radar de Bollène le 09/09/2002 cumulées de 01h00 à 02h00 T.U.). En trait noir plein, le PVR apparent qui sert de PVR a priori pour la méthode inverse ; en trait bleu pointillé, le PVR inversé avec des courbes de rapports calculées avec les seuils d’échantillonnage laxistes (cas 1 de la figure 5.8) ; en trait noir pointillé, le PVR inversé avec des courbes de rapports calculés avec les seuils d’échantillonnage spécifiques (cas 2) ; en trait rouge plein, le PVR identifié par la méthode de sélection des rapports par indice de confiance. Ce préconditionnement des rapports semble apporter plus de régularité au PVR identifié par la méthode inverse.

Comme il peut être attendu avec les autres types de pluie (figure 5.14), le PVR convectif identifié est peu différent du PVR convectif apparent. Notons que le PVR global identifié se situe entre le PVR convectif et le PVR stratiforme identifiés.

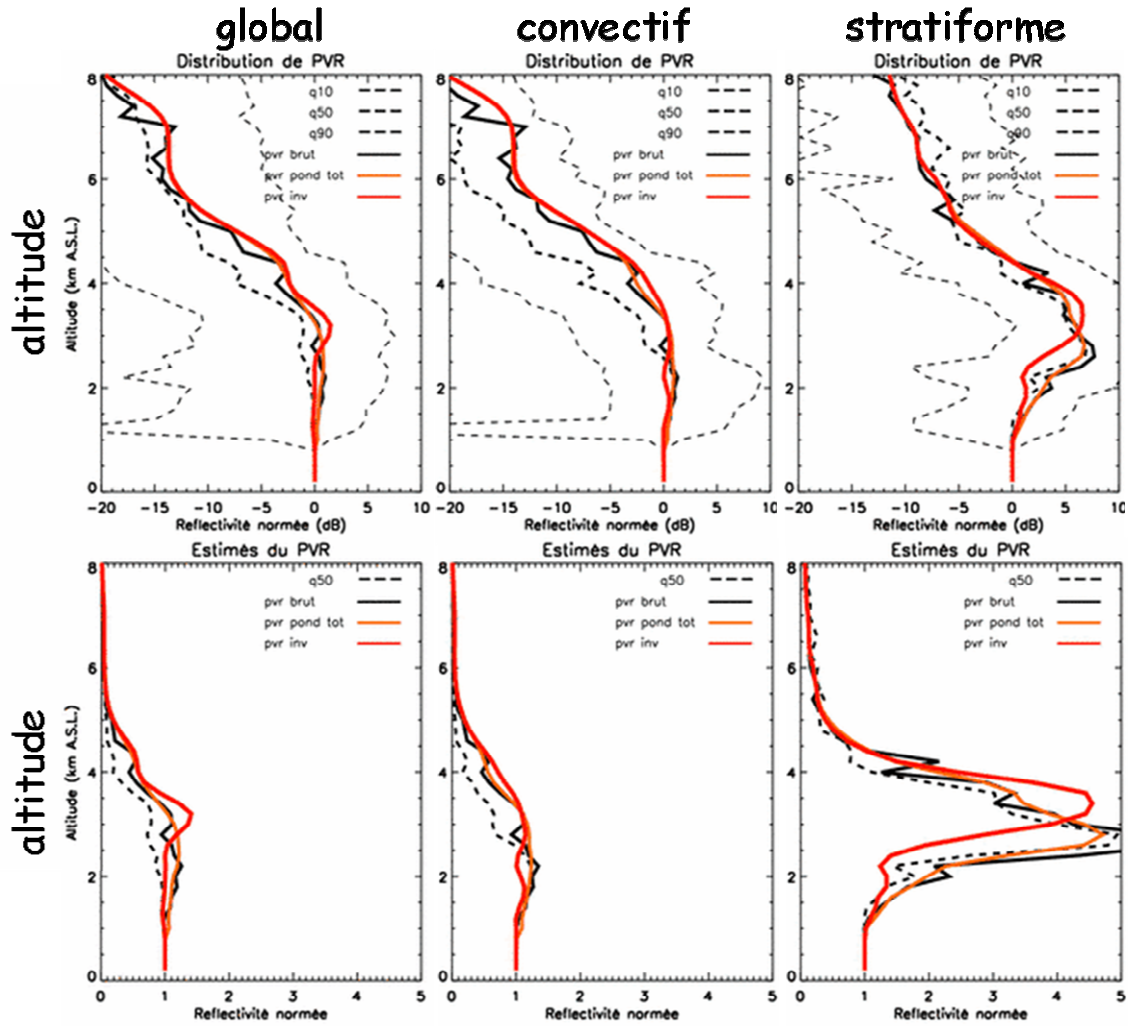


Figure 5.14 – PVRs estimés à partir des données du radar de Bollène, cumulées le 09/09/02 de 01h00 à 02h00 T.U. En haut, variabilité du PVR au sein du champ pluvieux. Les quantiles 10, 50, et 90% de la distribution des PVRs sont figurés (en pointillés) en fonction de l’altitude avec les PVRs calculés (en traits pleins), considérant de gauche à droite (i) tous les pixels pluvieux, (ii) les pixels convectifs (iii) les pixels stratiformes. Le PVR apparent brut (trait plein noir), le PVR apparent pondéré total (trait plein orange) et le PVR inversé (trait plein rouge) sont représentés, en échelle dB (en haut) et en échelle naturelle (en bas).

5.6.2 PVRs identifiés à l’échelle de l’évènement

Le gain qualitatif obtenu en identifiant des PVRs avec un préconditionnement des rapports de réflectivité peut se visualiser sur la distribution des PVRs identifiés en continu au cours d’un évènement. Les PVRs sont estimés sur une fenêtre temporelle glissante d’une heure avec incrément temporel de 5 min. La figure 5.15 montre (i) la distribution des PVRs identifiés par

inversion des courbes rapports sans préconditionnement avec des écart-types modélisés et (ii) la distribution des PVRs identifiés par inversion des rapports préconditionnés.

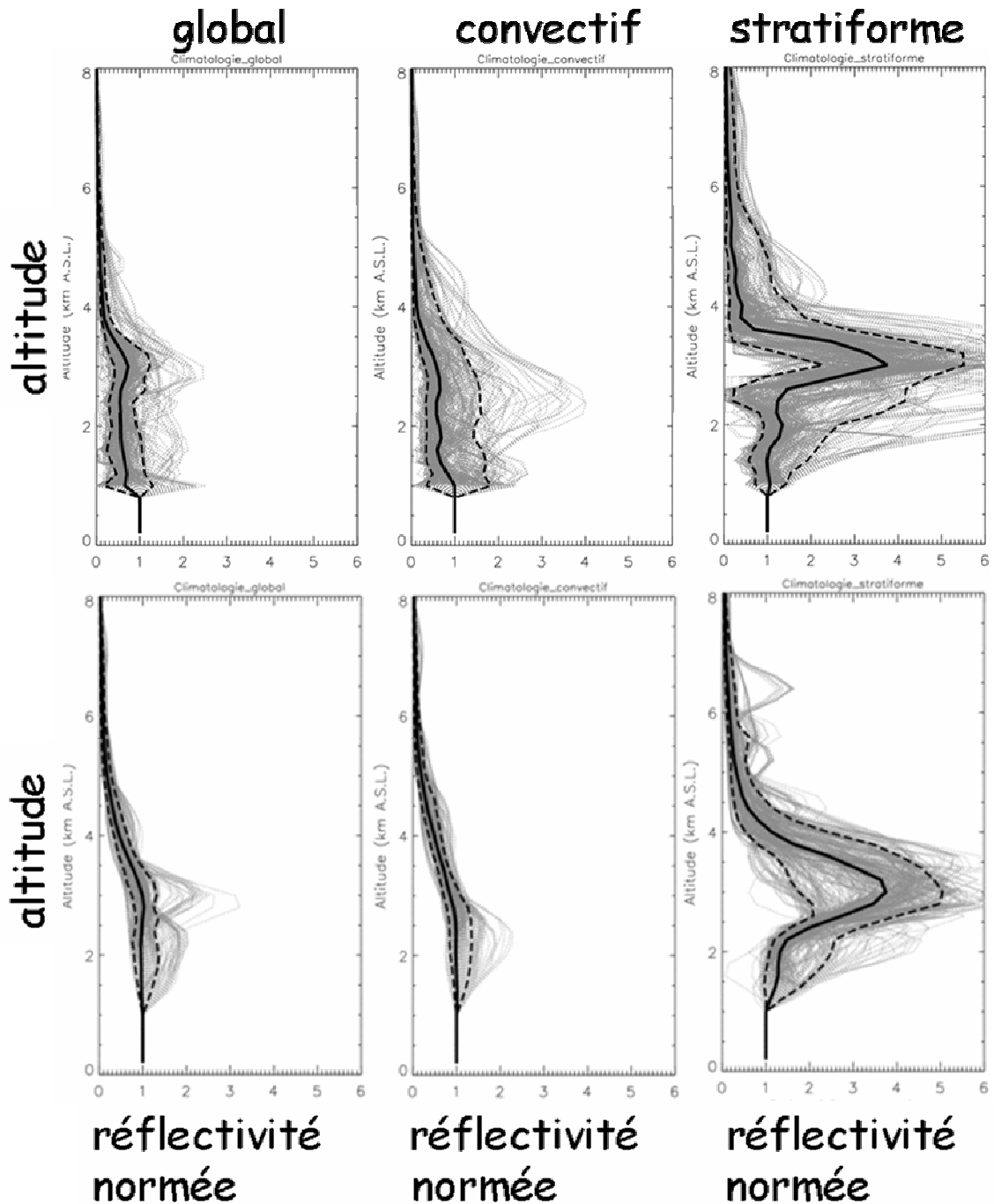


Figure 5.15 – distributions des PVRs pour l'évènement du 8-9 septembre 2002. Les distributions commencent vers 11h00 le 8 et finissent vers 18h00 le 9 septembre. En haut sont figurées les distributions des PVRs identifiés par inversion des courbes rapports sans préconditionnement, en bas les distributions des PVRs identifiés avec préconditionnement. La médiane (trait noir plein) et

les quantiles 10% et 90% (traits noirs pointillés) des valeurs sont montrés par altitude.

Les distributions des PVRs identifiés par inversion des courbes rapports sans préconditionnement sont dispersées. Les PVRs ainsi identifiés peuvent être erratiques. Cela traduit les difficultés de la méthode inverse à opérer une synthèse en présence d'information hétérogène. Les PVRs identifiés par inversion des rapports sélectionnés avec des incertitudes calculées sont plus réguliers.

5.7 Validation

Les PVRs identifiés sont-ils plus réalistes ? Une analyse qualitative est particulièrement significative pour le PVR stratiforme. Nous présentons également des éléments de validation quantitative.

5.7.1 validation qualitative

En raison de la bande brillante, le profil stratiforme présente les gradients verticaux les plus forts. Il est ainsi le plus altéré par les effets du faisceau. Inversement, sa forme est la plus difficile à reproduire. Nous avons étudié dans la section 3.2.2 (figure 3.2) de quelle manière le PVR stratiforme et la forme de la bande brillante sont déformés par les effets d'échantillonnage du faisceau : le pic de bande brillante apparente est perçu plus bas et atténué par rapport au PVR de référence. La bande brillante apparente est perçue plus épaisse. Cette information permet, en comparant le PVR stratiforme apparent et son équivalent inversé, d'estimer qualitativement l'efficacité de l'inversion pour corriger ces défauts de perception. Rappelons cependant que les deux types de PVRs n'ont pas le même domaine de définition. La comparaison n'est possible que dans la mesure où le PVR est effectivement homogène sur les deux domaines.

La comparaison est effectuée avec les PVRs « médians » des populations de PVRs estimés pour l'évènement du 8-9 septembre 2002 (voir figure 5.16). Ils représentent des tendances centrales et peuvent être interprétés dans un sens général. L'inversion semble corriger dans une large mesure les défauts d'échantillonnage du faisceau. Par rapport au PVR apparent, la bande brillante inversée est plus régulière. Son altitude est plus élevée : si la bande brillante apparente se trouve à ~ 2.85 km d'altitude, la bande brillante inversée s'élève à ~ 3 km d'altitude. La bande brillante apparente s'étale sur un intervalle de ~ 2.5 km d'altitude. Inversée, elle est plus fine avec ~ 2 km d'épaisseur. Enfin, le pic de bande brillante apparente

s'étend jusqu'à ~3.4 fois la valeur normalisée au sol. Inversé, il est plus important et s'étend jusqu'à ~3.7 fois la valeur normalisée.

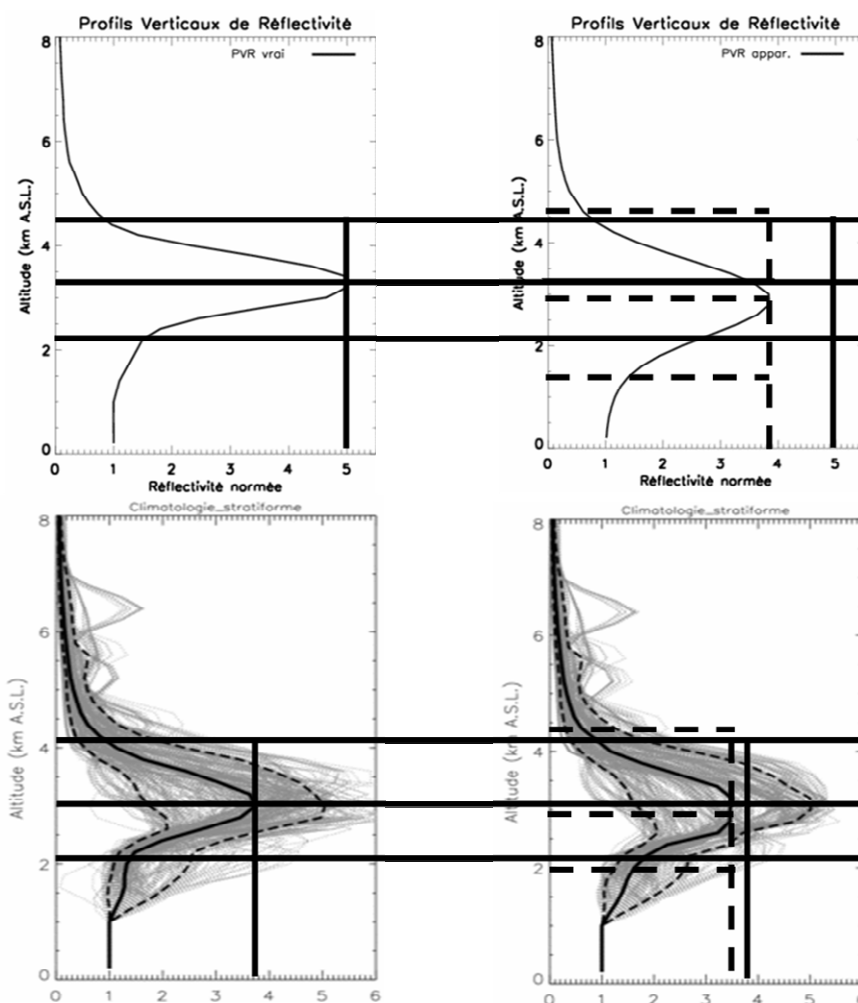


Figure 5.16 – en haut, modélisation des effets de faisceau sur le PVR stratiforme : à gauche le PVR stratiforme de référence, à droite sa perception dégradée par l'ouverture du faisceau à 80 km du radar. Pour plus de visibilité, les profils sont représentés en échelle naturelle ($\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$). En bas, distributions des PVRs de type stratiforme pour l'évènement du 8-9 septembre 2002 : à gauche la distribution des PVRs inversés, à droite la distribution des PVRs calculés au voisinage du radar. Les traits pleins sont des repères de dimension pour la bande brillante de référence et identifiée. Les traits pointillés sont des repères de dimension pour la bande brillante altérée par simulation et apparente. Les cotes s'organisent les unes par rapport aux autres de manière identique dans les deux cas.

Pour cet évènement, la forme du PVR inversé semble globalement moins dégradée par les effets du faisceau que celle du PVR apparent. Cela traduit l'efficacité de la méthode inverse à identifier la forme du PVR.

5.7.2 validation quantitative

Une mesure du gain en représentativité du PVR identifié z_{inv}^* , par rapport au PVR apparent z_a^* , est obtenue au travers de la reproduction des rapports expérimentaux. Selon ce critère, le PVR inverse est très généralement supérieur au PVR apparent. Nous le montrons avec des courbes d'efficacité pour l'évènement des 8-9 septembre 2002 (figure 5.17).

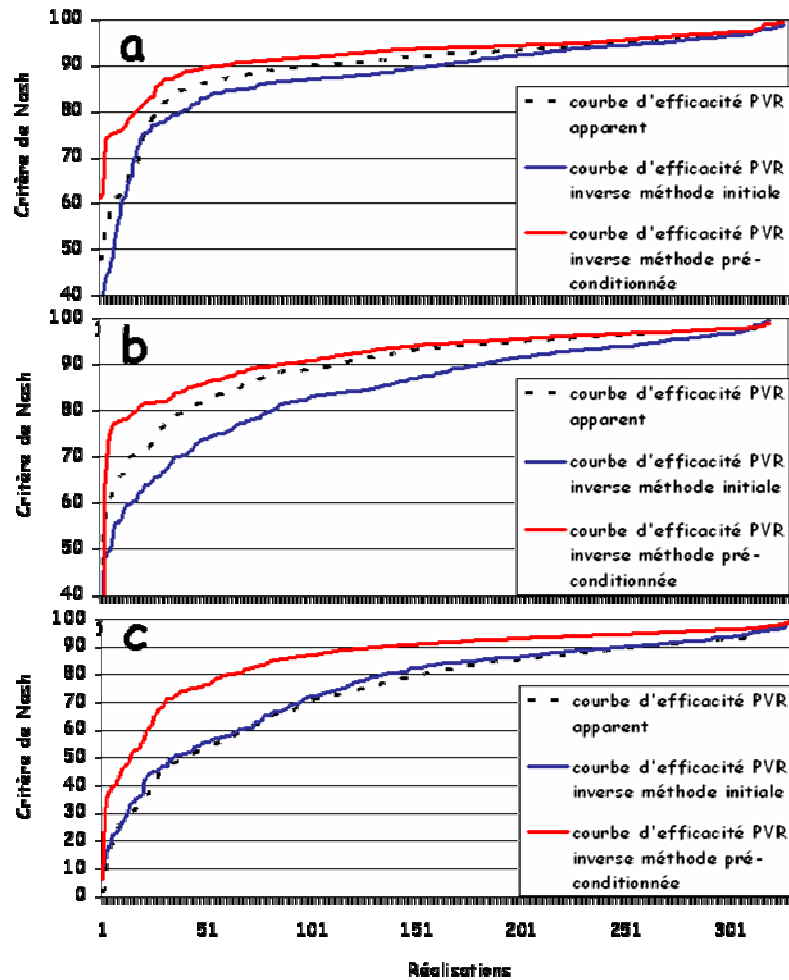


Figure 5.17 – courbes d'efficacité des PVRs apparent (courbes pointillées) des PVRs identifiés avec la méthode inverse initiale (courbes bleues) et des PVRs identifiés avec la méthode préconditionnée (courbes rouges) pour tous les pixels pluvieux (a), les pixels convectifs (b) et les pixels stratiformes (c) pendant l'évènement du 8-9 septembre 2002.

Par type de pluie, un critère de Nash quantifie à chaque pas de temps la reproduction des rapports empiriques par les rapports identifiés. Les critères de Nash, relatifs cette série d'identification et classés par ordre croissant, constituent la courbe d'efficacité d'un estimateur du PVR. Elle permet de le positionner par rapport aux autres estimateurs : le meilleur est celui dont la courbe est la plus élevée. Les rapports empiriques retenus pour le calcul des scores sont les rapports préconditionnés. La méthode inverse initiale obtient souvent les scores les moins bons, même par rapport au PVR apparent. Cela peut s'expliquer par son ajustement sur tous les rapports (les valeurs aberrantes entre autres), ce qui perturbe la reproduction des rapports les plus représentatifs.

Ce résultat ne signifie pas que le PVR inverse améliore automatiquement la correction des mesures radar, et l'estimation de la lame d'eau au sol. C'est pourquoi il est important de déterminer l'impact de la méthode d'estimation du PVR sur la QPE radar. Nous nous référons ici à Delrieu et al. (2008). Cet article vise à évaluer les algorithmes présentés dans le chapitre 2 au travers de la QPE radar en région montagneuse. Les données du radar de Bollène et des réseaux pluviométriques rassemblées pendant l'expérience Bollène 2002 sont utilisées pour la série d'événements précipitants présentée au chapitre 1. Nous présentons dans la figure 5.18 des résultats de comparaison effectuée pour l'ensemble des événements, au pas de temps horaire et au pas de temps événementiel, incluant tous les pluviomètres dans l'intervalle [0-100] km au radar. Les écarts entre valeurs radar et pluviométrique évoluent peu avec les différentes stratégies de traitement mises en œuvre. Une tendance positive sur le critère de biais (erreur relative moyenne, voir chapitre 6) est cependant observée avec la stratégie la plus adaptative en temps et en espace. Cette tendance est attribuée à une meilleure estimation du facteur de réflectivité au sol par les PVRs inversés typés. On note en particulier l'apport du PVR inversé par rapport au PVR apparent dans le traitement.

Notons que les conclusions qui précèdent doivent être relativisées par l'importance de la population de PVRs indéterminés dans le traitement des événements pluvieux de 2002.

Le tableau 8.2 en donne un aperçu :

Evènement	Type convectif	Type stratiforme	Type indéterminé
8-9 septembre	12 %	44 %	44 %
21 octobre	9 %	31 %	60 %
21 novembre	3 %	35 %	62 %
24 novembre	4 %	42 %	54 %
10-13 décembre	3 %	43 %	54 %

Tableau 8.1 – population en pourcent des types de PVRs traités par événement

L'importance de la population des PVRs indéterminés limite certainement la visibilité des bénéfices apportés par la méthode inverse à l'identification du PVR.

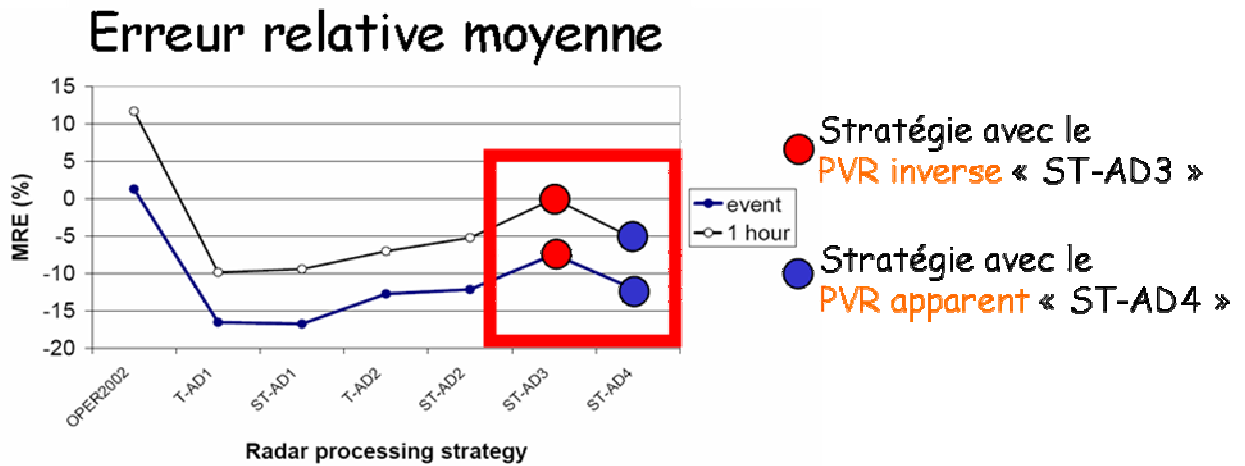


Figure 5.18 – évolution de l'erreur relative moyenne au pas de temps horaire et au pas de temps évènementiel, pour différentes stratégies de traitement des données radar. Les données de comparaison sont considérées dans l'intervalle [0-100] km au radar.

Des questions se posent :

- lorsque des PVRs erratiques sont identifiés en raison d'une insuffisante quantité d'information disponible ;
- quant au traitement des zones de pluie de type indéterminé.

Des critères sont nécessaires pour évaluer la robustesse d'un PVR donné et pour définir quel PVR devrait être utilisé à la place. Actuellement, les PVRs sont définis peu robustes lorsqu'au moins un point est en dehors de l'intervalle délimité par les quantiles 10% et 90 % des distributions de PVRs (figure 5.15) ; le PVR médian typé correspondant est alors utilisé. Cette solution n'est évidemment pas applicable en temps réel car les distributions sont alors inconnues.

Le PVR de type indéterminé est proche du PVR global. Il présente néanmoins une légère discontinuité juste au-dessus du niveau de référence (annexe A3). Nous attribuons cette particularité à un problème de normalisation. Pour des conditions d'échantillonnage défavorables (longues distances, masque...), les mesures au niveau de référence sont moins disponibles, ce qui provoque un biais dans l'estimation du PVR. L'utilisation du PVR global est préférée en remplacement du PVR indéterminé pour des raisons de robustesse.

Plus important, un facteur d'impact majeur sur l'évaluation de la QPE radar est le choix de la relation Z-R. Ces relations ne sont pas encore optimisées, et doivent l'être afin de pouvoir évaluer avec plus de précision la mesure dans laquelle la correction de PVR est profitable à la QPE radar.

5.8 Conclusion

La méthode d'identification du PVR par inversion des rapports de réflectivité s'appuie sur une conversion de l'information horizontale en information verticale : les rapports, fonction de la distance et de élargissement du faisceau, sont interprétés sous forme d'un PVR.

L'objectif suivi dans ce chapitre est d'adapter la méthode à TRADHy. Cela nécessite un calcul robuste, capable d'aboutir correctement malgré les différents cas de figure à traiter (type de pluie variés, zones de pluie évoluant dans le temps...).

Rappelons que la variabilité de la pluie à toute échelle, et du PVR en particulier, est caractérisée par une cohérence d'échelle spatio-temporelle qui doit être respectée afin de travailler sur des échantillons représentatifs et d'assurer la robustesse statistique des traitements. L'approche d'estimation du PVR apparent est peu sensible à cette variabilité, car elle travaille à une échelle spatio-temporelle (i) suffisamment cohérente pour s'appuyer sur un échantillonnage robuste, (ii) suffisamment large compte tenu du suivi du champ pluvieux par le radar. L'approche de la méthode inverse est beaucoup moins confortable car les données sont représentatives de domaines où l'intermittence de l'information prend beaucoup d'influence : en travaillant par tranche de distance, le temps de séjour d'une formation pluvieuse typée est restreint.

Depuis les débuts de la méthode d'identification du PVR par inversion des rapports de réflectivité, les progrès réalisés sont majoritairement dus à l'apport de plus en plus conséquent de données. Avec le passage au balayage volumique, la répartition verticale du facteur de réflectivité est davantage échantillonnée. La quantité d'information a rendu possible la partition du champ pluvieux en types de précipitations différenciées. Cette approche présente l'avantage de considérer des ensembles de structure verticale de réflectivité plus homogènes. Elle est paradoxalement limitante dans le sens où elle oblige à travailler sur des supports géographiques évolutifs qui dégradent les conditions d'échantillonnage. Les éléments de PVR échantillonnés par le radar s'inscrivent dans des domaines spatio-temporels divers et ne respectent pas forcément une cohérence nécessaire à la robustesse du traitement.

La méthode initiale d'identification des PVRs par inversion fait appel à des contraintes statistiques afin d'ajuster un PVR a priori aux observations. Malgré ce type de contraintes et un travail sur des zones typées de précipitation, l'algorithme d'inversion ne parvient pas à procéder à une synthèse satisfaisante de l'information du point de vue numérique et du point de vue physique. On obtient parfois d'excellentes reproductions des courbes de rapports avec des PVRs identifiés qui n'ont pas de sens physique. Devant la variabilité des rapports de réflectivité, il est vraisemblable que les limites de la méthode existante sont atteintes.

Cela conduit à sélectionner, parmi les données, celles qui présentent une certaine cohérence. Cette synthèse préliminaire favorise les conditions numériques de la méthode inverse. On se base sur une hypothèse de liaison entre robustesse statistique et représentativité des rapports. Le calcul explicite de l'incertitude sur les données sert à l'extraction des données les plus représentatives. Il permet également d'optimiser la quantité d'information pour une identification complète du PVR. L'incertitude calculée améliore enfin le travail d'inversion sur les données. Les résultats obtenus dans le cadre de TRADHy semblent corrects et présentent un gain significatif en terme d'identification du PVR.

Des progrès peuvent probablement encore être réalisés au constat d'une hétérogénéité résiduelle relative au type de pluie. Ainsi, les courbes de rapports intègrent des zones pluvieuses géographiquement déconnectées donc différentes. Une solution pour gagner davantage en cohérence serait d'opérer une identification de PVR sur des zones géographiques moins étendues (au risque de manquer de données). Une partition pluvieuse encore plus fine selon le type de pluie conduirait paradoxalement à des ensembles des données radar présentant une meilleure homogénéité, mais des conditions de synthèse d'information de plus en plus précaires (dispersion d'échantillonnage) sur ces ensembles. La question est ouverte.

D'autres voies peuvent être suivies afin d'améliorer le conditionnement du problème. Comme ce dernier dépend beaucoup du domaine $\mathcal{D}$ d'estimation du PVR, un suivi plus fin du champ pluvieux permettrait de relâcher des contraintes à ce niveau. L'utilisation du radar tridimensionnel à balayage électronique offrira certainement des ouvertures. Moins prospectif, une étude par approche spectrale de la variabilité spatio-temporelle du champ de pluie et du PVR permettrait certainement d'optimiser les domaines $\mathcal{D}$ sur lesquels travailler. Nous pouvons enfin penser à reformuler la méthode inverse afin de la rendre plus robuste devant la dispersion d'information. Ce sera l'objet des chapitres 7 à 9.

Troisième partie

Caractérisation de l'estimation quantitative des précipitations au sol par radar météorologique

Chapitre 6

Vers un modèle d'erreur pour la mesure des pluies par radar météorologique en région Cévennes-Vivarais

Traduction de l'article «**Toward an Error Model for Radar Quantitative Precipitation Estimation in the Cévennes-Vivarais Region, France** » de Pierre-Emmanuel Kirstetter, Guy Delrieu, Brice Boudevillain et Charles Obled, soumis dans *Advances in Water Resources*.

Sommaire

6.1	Introduction	123
6.2	La pluie de référence	126
6.2.1	contexte de travail et rappels	126
6.2.2	critique de données pluviométriques	130
6.2.3	spatialisation de la donnée pluviométrique et pluie de référence	133
6.2.4	choix des domaines de comparaison	136
6.2.5	conclusion	136
6.3	Le modèle d'erreur	137
6.3.1	comparaisons entre pluie de référence et pluie radar	138
6.3.2	mise en regard des résidus radar et de l'incertitude sur la pluie de référence	141
6.3.3	analyse des résidus radar	143
6.3.4	éléments de structure spatiale et temporelle des résidus radar	148
6.3.5	cartes de résidus moyens	150
6.4	Conclusion	151

6.1 Introduction

Les mesures quantitatives des précipitations par radar météorologique deviennent couramment utilisées dans un contexte opérationnel de modélisation hydrologique. Cependant, leur exploitation passe par une interprétation du signal radar qui nécessite des traitements élaborés, afin de corriger des artefacts de mesure liés à l'appareil lui-même (calibration électronique, localisation du radar, protocole de balayage...), à l'influence de

l’orographie, à l’hétérogénéité spatiale des champs précipitants (co-existence de régions convectives et stratiformes au sein du même champ, profils verticaux de réflectivité) et à la nature indirecte de la mesure (conversion du facteur de réflectivité en intensité de pluie, chapitre 2).

Caractériser la structure de l’erreur d’estimation quantitative de pluie par radar (QPE) est reconnue comme un enjeu capital pour l’utilisation de ces données (Habib et al., 2004 ; Ciach et al., 2004). Par exemple, il importe d’assortir chaque estimation d’une barre d’erreur réaliste afin d’être en mesure d’en analyser la propagation dans le système de modélisation hydrologique. Notre objectif est d’équiper les estimations radars de caractéristiques simples, décrivant les différences systématiques et aléatoires entre estimations radar et pluie réelle correspondante.

Une approche possible consiste à examiner individuellement toutes les sources d’erreurs au moyen de la simulation, et d’en évaluer les effets cumulés. Pellarin et al. (2002) ont proposé le concept de « visibilité hydrologique », qui permet de quantifier l’erreur *potentielle* de la mesure radar en région montagneuse. Cette erreur tient compte des effets de relief (échos fixes et masques), de la structure verticale de l’atmosphère (PVR) et des caractéristiques du radar employé (longueur d’onde, ouverture du faisceau, protocole de balayage...). La validité de ce calcul d’erreur a été démontrée dans le cadre de l’expérimentation HIRE’98 menée à Marseille (Berne et al., 2005). Météo-France utilise maintenant ce concept pour apprécier la qualité hydrologique du réseau ARAMIS. Ce travail est cependant délicat en raison de la multiplicité des sources d’erreur, leurs interconnexions et la complexité des algorithmes de traitement.

Dans une visée d’exploitation de la mesure radar, il importe toutefois d’aller plus loin en caractérisant l’erreur *résiduelle*, c’est-à-dire l’erreur *après* traitement des données radar. L’approche à base physique qui vient d’être décrite n’est pas transposable dans ce cas de figure, en raison de l’impact des traitements algorithmiques sur les données radar. Par conséquent, la seule solution pratique est d’évaluer la précision de l’estimation radar des précipitations par comparaison avec une pluie de référence au sol, afin d’obtenir l’erreur globale de l’estimation radar pour diverses gammes de durées et de tailles de domaines géographiques.

La référence doit être adaptée à la résolution spatiale des estimations de pluie par radar et doit être disponible à un pas de temps intéressant. Le radar fournit en effet des estimations de pluie au sol sur des grilles à maille kilométrique au pas de temps de 5 min. La pluie de référence est élaborée à partir de la mesure pluviographique. Les données pluviographiques

disponibles permettent de travailler au pas de temps horaire, qui est un pas de temps adapté à la dynamique hydrologique des bassins versants de la région Cévennes-Vivarais (quelques centaines de km²). La mesure pluviographique n'est toutefois pas exempte de problème, d'une part en terme de qualité métrologique, et d'autre part dans sa capacité à rendre compte de la variabilité spatiale de la pluie. Il importe donc de mettre en œuvre des techniques de critique et de spatialisation des données de réseaux de stations en vue de disposer de valeurs de référence dont on saura apprécier la fiabilité. On propose pour cela une approche géostatistique fondée sur l'analyse structurale des mesures pluviométriques au moyen du variogramme, sur le krigeage comme technique d'interpolation, et sur la variance d'estimation du krigeage de bloc comme critère de fiabilité de la référence (paragraphe 6.2).

Dans un deuxième temps, on établit et on analyse les résidus entre la pluie de référence et l'estimation qui en est faite par le radar (paragraphe 6.3). Nous les nommons résidus radar par la suite. En raison de leur nature stochastique, nous traitons ces résidus comme une variable aléatoire. Le modèle proposé vise donc à décrire une erreur aléatoire au moyen de fonctions de densité de probabilité. Ces dernières doivent être associées aux estimations de précipitation afin d'approximer la pluie vraie. Nous présentons également des éléments de structure spatiale et temporelle des résidus radar. Nous considérons l'influence du pas de temps d'intégration, de l'intensité, du type de la pluie, et de la distance au radar.

Cette étude est menée dans le cadre de l'OHMCV, dont nous bénéficions des réseaux de pluviomètres et de pluviographes (chapitre 1). Nous nous appuyons sur le système de traitement radar TRADHy (Boudevillain et al., 2008, chapitre 2). Notons que ces traitements sont de nature physique et s'appuient sur la seule utilisation des données radar, sans recours à de l'information pluviométrique. Cette dernière est strictement réservée aux opérations d'évaluation, et à l'établissement du modèle d'erreur présenté ici. Plusieurs stratégies de traitement de la donnée radar sont proposées avec TRADHy dans Delrieu et al. (2008) ; nous considérons ci-après les estimations radar de pluie au sol avec la meilleure stratégie.

Ces développements préliminaires du modèle d'erreur radar s'appuient sur l'analyse des cinq principaux événements pluvieux de l'expérimentation Bollène 2002 (chapitre 1). Notons sur la figure 1.5 les perceptions distinctes des champs pluvieux par le radar de Bollène et les réseaux au sol, qui soulignent l'intérêt d'un modèle d'erreur de la mesure de pluie par radar. Dans la suite, nous distinguons dans le traitement l'épisode particulièrement extrême des 8-9 septembre, de l'ensemble des quatre autres événements, dans l'optique de commencer à considérer l'influence du type de pluie sur le modèle de l'erreur radar.

6.2 La pluie de référence

Nous utilisons le réseau de stations horaires de l’OHMCV pour établir une pluie de référence R_{ref} . Nous débutons ce paragraphe par une présentation de la problématique posée par l’établissement d’une pluie de référence pour le modèle d’erreur. Nous effectuons quelques rappels sur les outils de géostatistique utilisés. Afin d’écartier les erreurs instrumentales, les mesures de pluviographes sont critiquées au pas de temps journalier en s’appuyant sur toutes les stations disponibles, à l’aide du variogramme empirique. La technique du krigeage sert alors à cartographier les champs de pluie échantillonnés par les stations, ainsi que les champs de variance d’estimation associés. Cela permet la sélection des estimations qui peuvent être considérées suffisamment fiables comme référence pour divers domaines spatiaux et temporels.

6.2.1 contexte de travail et rappels

Nous voulons mettre en regard l’estimation de l’intensité de pluie radar R^* avec l’intensité de pluie vraie inconnue pour une gamme de pas de temps T et de domaines d’intégration A , afin de caractériser la justesse d’estimation du radar. La pluie vraie moyenne sur le domaine spatio-temporel considéré $R(A, T)$ s’écrit :

$$R(A, T) = \frac{1}{A} \frac{1}{T} \iint R(\underline{x}, t) dA dt \quad (6.1)$$

où $\underline{x}$ indique la localisation spatiale et t le temps. Les produits finaux issus des traitements de la donnée radar sont des cartes de champ de pluie. L’estimation des précipitations au sol par radar peut s’écrire :

$$R^*(A, T) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N R^*(a_i, T) \quad (6.2)$$

où a_i représente une maille radar (kilométrique) et N est le nombre de mailles couvrant le domaine d’intérêt A . La référence utilisée pour évaluer l’estimation radar devrait concorder avec la pluie vraie moyennée sur les mêmes domaines.

Une première difficulté tient à l’absence de la connaissance de la pluie vraie moyennée sur les domaines spatio-temporels considérés avec le radar (Ciach et Krajewski, 1999). On se propose de contourner cette difficulté en utilisant les mesures du réseau de pluviographes pour l’élaboration d’une pluie de référence R_{ref} . On saura apprécier la fiabilité de cette référence sur les domaines spatiaux de comparaison. Les mesures pluviographiques ne

peuvent être utilisées directement comme référence au sol pour la pluie moyenne sur les surfaces caractéristiques de l'échantillonnage radar. La pluie de référence sur un domaine compatible à la résolution de la mesure radar a déjà constitué l'objet de plusieurs publications (Ciach et Krajewski, 1999 ; Habib et al., 2004 entre autres). La variabilité à fine échelle de la pluie, ainsi que la grande différence de résolution entre les deux capteurs (environ neuf ordres de grandeur en surface), doit causer de grandes différences dans les propriétés statistiques d'échantillonnage du processus pluvieux extrêmement variable. Cela doit ajouter un bruit additionnel dans la comparaison statistique entre les deux mesures (Kitchen et Blackall, 1992).

Deux approches sont proposées dans la littérature pour traiter ce problème. Ciach et Krajewski (1999) proposent une méthode de décomposition de la variance d'erreur (EVS). Son enjeu est d'estimer la variance d'erreur de la pluie radar, désinfluencée de l'impact des différences « point-surface » causées par la variabilité spatiale de la pluie dans la comparaison radar-pluviographe. Ciach et al. (2003) montrent cependant que les résultats fournis par la méthode EVS peuvent être incorrects. La méthode repose sur la connaissance de la structure de covariance du champ pluvieux à échelle spatiale fine, qui nous est souvent inconnue (Krajewski et al., 2003). De plus, la variance d'erreur à elle seule ne décrit pas complètement les incertitudes d'estimation radar. Une autre approche (Habib et al., 2004), consiste à appliquer un schéma de transformation point-surface afin de calculer les distributions de pluie surfacique de référence à partir des mesures pluviométriques ponctuelles. Ce calcul, utilisé dans un contexte de réseau de stations au sol peu dense, vise à filtrer les erreurs représentatives dans les échantillons de comparaison radar-stations. Il vise notamment à limiter le bruit relatif aux différences d'échelle.

Le cadre fournit par l'OHMCV est particulièrement favorable, car nous disposons d'un réseau pluviographique dense pour échantillonner les précipitations sur la zone d'étude (figure 1.2). Lebel et al. (1987), cité dans Berne et al. (2004), montrent que la distance de décorrélation de la structure spatiale des champs pluvieux cévenols est liée au pas de temps d'intégration considéré. Si d_0 est la distance de décorrélation en kilomètres et Δt le pas de temps d'intégration en heures, nous avons :

$$d_0 = 25\Delta t^{0.3} \quad (6.3)$$

Par exemple, cela correspond à des distances de décorrélation d'environ 25 km (43 km) pour le pas d'intégration de 1h (6h). Le réseau de stations horaires, avec une densité moyenne d'environ un pluviographe pour 200 km², est raisonnablement adapté pour percevoir la

variabilité des pluies cévenoles au pas de temps horaire, particulièrement dans les zones de plus forte densité.

Nous tirons profit de cette configuration pour établir la pluie de référence $R_{ref}(A, T)$ à partir des observations environnantes. Nous utilisons un estimateur d'interpolation linéaire : le krigeage.

$$R_{ref}(A, T) = \sum_{i=1}^{N_g} \lambda_i R_g(\underline{x}_i, T) \quad (6.4)$$

où $R_g(\underline{x}_i, T)$ représente le cumul de pluie mesuré pendant la durée T à la localisation $\underline{x}_i$, N_g est le nombre de stations disponibles pour un voisinage donné, et $\{\lambda_i, i = 1, N_g\}$ sont les poids d'interpolation affectés à chaque point de mesure. Considérant le champ pluvieux $R(\underline{x}_i, T)$ comme une réalisation d'une fonction aléatoire, la fonction de structure est donnée par le variogramme $\gamma(d)$ (Journel et Huijbregts, 1978). Ce dernier est défini, rappelons le, comme la demi-espérance E des carrés des différences entre les valeurs de pluie observées $R(\underline{x}, T)$ aux différents postes pluviométriques, en fonction de leur interdistance d :

$$\gamma_T(d) = \frac{1}{2} E(R(\underline{x}, T) - R(\underline{x} + d, T))^2 \quad (6.5)$$

Le variogramme empirique peut être inféré à partir des mesures spatialement distribuées en supposant que l'espérance est égale à la moyenne arithmétique : dans un contexte de mono-réalisation (par ex. un champ pluvieux événementiel), l'inférence de la fonction est généralement effectuée en triant les écarts $R(T, \underline{x}) - R(T, \underline{x}')$ en k classes d'interdistance, et en calculant au sein de chaque classe la moyenne de la demi-somme des carrés d'écart :

$$\gamma_T^*(d_k) = \frac{1}{2N_k} \sum_{\substack{\text{sur la} \\ k\text{-ième} \\ \text{classe}}} \left[(R_g(T, \underline{x}_i) - R_g(T, \underline{x}_j))^2 \right] \quad (6.6)$$

$$\text{avec } d_k - \frac{\Delta d}{2} \leq \|\underline{x}_i - \underline{x}_j\| < d_k + \frac{\Delta d}{2}$$

où N_k est le nombre de paires dans la $k^{\text{ième}}$ classe et Δd est l'intervalle de la classe qui peut éventuellement varier en fonction de d . Un modèle autorisé est calé sur le variogramme moyen empirique. Parmi les modèles classiquement utilisés, nous choisissons le modèle sphérique, correctement adapté à l'étude des pluies cévenoles (Lebel et al., 1987), et qui s'exprime :

$$\begin{aligned}\gamma(d) &= C_0 + (C - C_0) \left(\frac{3}{2} \frac{d}{d_0} - \frac{1}{2} \left(\frac{d}{d_0} \right)^3 \right) && \text{pour } 0 < d < d_0 \\ \gamma(d) &= C && \text{pour } d > d_0\end{aligned}\tag{6.7}$$

où les trois paramètres sont appelés la pépité (C_0), le palier (C) et la portée d_0 par la suite. Le modèle sphérique est adapté lorsque le variogramme empirique présente effectivement un palier, théoriquement égal à la variance du champ pluvieux, au-delà de la portée qui correspond à la distance moyenne de décorrélation des mesures. La pépité décrit une possible discontinuité du variogramme à l'origine qui peut être causée (i) par une variabilité du processus mal perçue par le réseau d'observation à fine échelle et/ou (ii) des erreurs de mesures (figure 6.1). Ces trois paramètres interviennent dans la spatialisation ultérieure des mesures ponctuelles en estimations de référence pour le modèle d'erreur.

Dans un contexte de multi-réalisations (par ex. des champs pluvieux établis à des pas de temps horaires successifs), il est commode de prendre en compte l'information de toutes les réalisations pour en inférer un variogramme unique. On considère alors que les champs ont des caractéristiques statistiques similaires, à un facteur constant près. Nous utilisons par la suite l'approche du variogramme normalisé (Lebel, 1984), calculé en normant chaque carré d'écart par la variance du champ (équation 6.8). La fonction de structure décrit alors un processus unitaire (en particulier, le palier d'un tel variogramme est égal à 1) :

$$\gamma_T^{norm}(d) = \frac{\gamma_T(d)}{E(R(T, \underline{x}) - E(R(T, \underline{x})))^2}\tag{6.8}$$

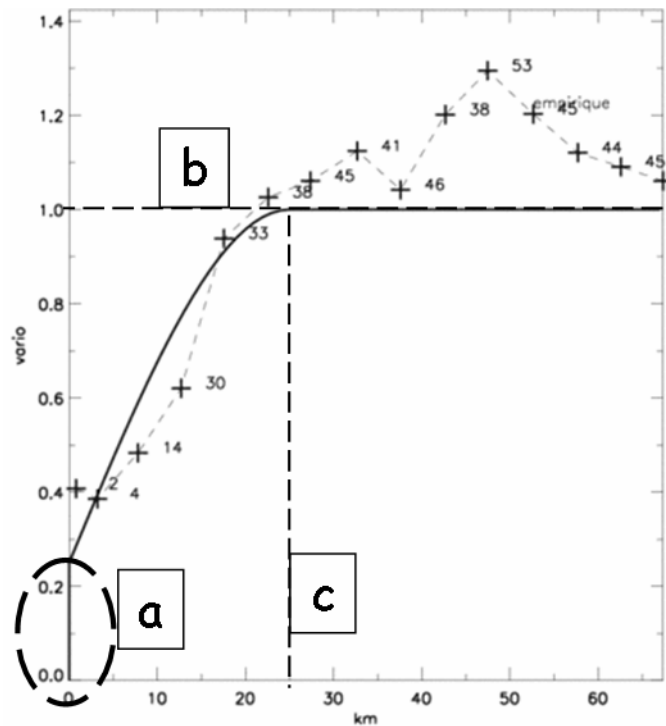


Figure 6.1 - variogramme horaire normalisé de l'évènement des 8 et 9 septembre 2002 dans le Gard avant critique des données pluviométriques. Le variogramme empirique est figuré par des croix pour chaque classe d'interdistance (l'effectif est indiqué) liées par des lignes discontinues. Un modèle sphérique est calé sur le précédent (ligne continue). La pépite est indiquée (a), avec le palier (b) et la portée (c).

6.2.2 critique de données pluviométriques

Nous devons tenir compte d'éventuelles erreurs de mesures pluviographiques (Ciach 2003). Comme première étape vers l'élaboration du modèle d'erreur, un travail de critique géostatistique des données pluviométriques est effectué. Une technique basée sur le variogramme est proposée afin d'écarter les mesures présentant des écarts anormaux en cumul avec leurs voisines. La technique considère l'ensemble de la distribution des carrés des écarts dans chaque classe d'interdistances, avec un intérêt particulier pour les points situés au-delà du quantile 95% et pour les stations impliquées. Selon l'occurrence dans différentes classes d'interdistance, on identifie ainsi un ensemble de stations « suspectes », et l'on étudie ensuite en détail leurs données. Cette technique dépend de la densité du réseau de stations (les écarts anormaux sont plus visibles entre proches voisins). Elle est d'autant plus efficace que la structure du champ pluvieux est marquée (les écarts anormaux sont plus visibles si les mesures voisines sont globalement plus corrélées). Cela incite à travailler au pas de temps journalier, voire évènementiel (équation 6.3), en groupant les réseaux de stations horaires et journalières. En travaillant à ce pas de temps, l'objectif est de détecter des stations (appartenant particulièrement au réseau horaire) aberrantes en cumul évènementiel. Il faut cependant garder à l'esprit que certaines stations aberrantes ne seront pas détectées, par exemple lorsque leur dysfonctionnement est momentané pendant l'évènement, et n'entraîne pas d'écart significatif avec leur voisinage en cumul évènementiel.

La figure 6.2 illustre la technique pour l'épisode des 8-9 septembre 2002. Le premier cas, Bourg Saint Andéol (c) constitue un cas témoin caractérisé par des écarts faibles avec les voisins ; Sommières (d), s'est révélé simple à traiter, la station présentant une valeur 10 fois plus faible que ses voisins (20 mm au lieu de 200 mm environ). Le troisième cas, Cognac (e), était plus problématique avec une valeur de 165 mm observée dans une région à fort gradient (entre 200 et 695 mm pour les stations voisines) ; l'analyse des hyétogrammes a permis d'identifier une panne de transmission des données au cours d'une partie de l'événement. Le cas d'Anduze (f) est un contre-exemple : cette station, où le cumul maximum a été observé (695 mm en 28h), montre des carrés d'écarts forts avec ses voisins proches (588, 572, 550 mm...) et lointains sans que l'on puisse considérer cela comme irréaliste. Les deux derniers exemples montrent que la méthode ne saurait être automatisée et qu'il est indispensable d'étudier au cas par cas les stations suspectes, ce qui rend ces opérations de critique très lourdes.

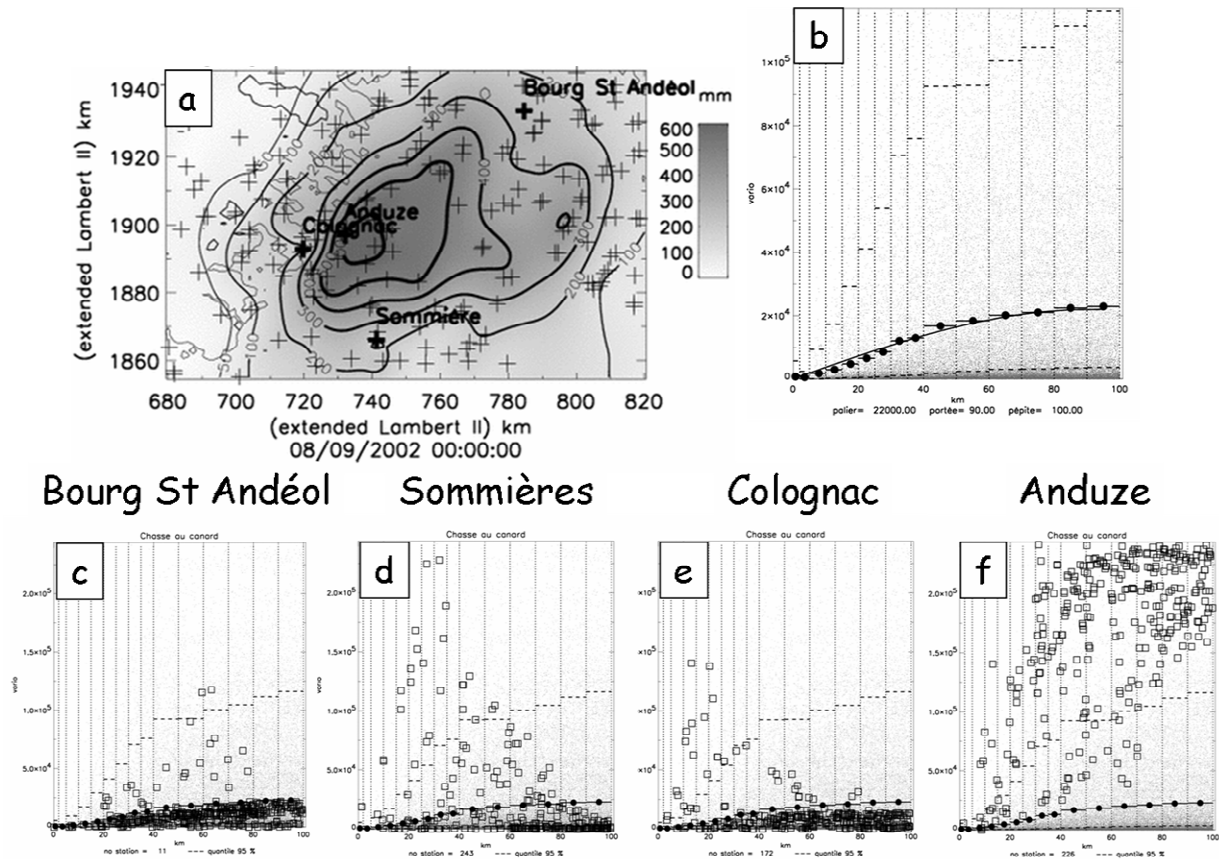


Figure 6.2 - illustration de la méthode de critique des données pluviométriques pour le cas des 8-9 septembre 2002 au pas de temps événementiel. (a) Carte des cumuls de précipitation obtenue par krigeage des données pluviométriques à l'aide du variogramme (b) sur une fenêtre centrée sur la zone touchée ; (b) Nuage de points correspondant aux écarts quadratiques (petits points) en fonction de l'interdistance, avec les limites de chaque classe (traits verticaux), la valeur moyenne du variogramme empirique dans chaque classe (trait horizontal), le modèle sphérique de variogramme ajusté (courbe continue) et le quantile 95% (traits horizontaux pointillés) de la distribution des écarts quadratiques dans chaque classe de distance. Notons que l'échelle verticale de cette figure est tronquée afin de permettre une visualisation correcte du variogramme ; les écarts quadratiques s'élèvent en effet jusqu'à trois fois cette échelle, comme montré dans les graphes (c), (d), (e) et (f). Les graphes (c), (d), (e) et (f) illustrent la technique de critique en mettant en exergue la contribution d'une station validée (c) et de trois stations suspectes dans le nuage de points du variogramme ; chaque graphe indique la contribution (carré) d'une station dans les carrés des différences.

A l'issue de ce contrôle, le variogramme horaire peut être ré-estimé. Le variogramme horaire normalisé de l'évènement des 8-9 septembre est présenté en exemple figure 6.3. Il est représentatif des structures pour l'ensemble des champs pluvieux traités. La pépité est réduite

à 0. Cette réduction constitue une bonne indication de la qualité d'échantillonnage du champ pluvieux par le réseau horaire, et de l'efficacité de la procédure de contrôle.

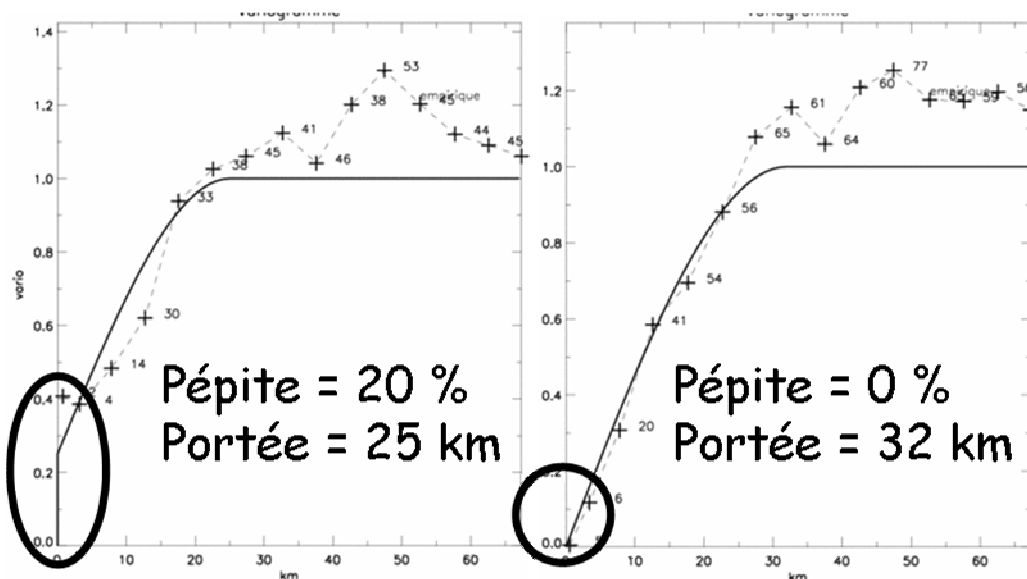


Figure 6.3 - variogramme horaire de l'évènement du 8-9 septembre 2002 dans le Gard avant (gauche) et après (droite) critique des données pluviométriques.

Notons également que la valeur de la portée identifiée est en accord avec les précédents travaux de Lebel et al. (1987). Il faut cependant garder à l'esprit que la réduction de la pépité ne constitue pas une garantie suffisante que toutes les stations horaires défectueuses ont été détectées et écartés. L'exploration du variogramme événementiel est un début, car le besoin de critique nécessite sans doute de considérer des pas de temps plus fins. Nous pouvons envisager par exemple de comparer les chroniques de mesures pluviographiques avec les mesures radars colocalisées. Eliminer les cas aberrants les plus évidents est cependant une condition nécessaire et importante pour améliorer la fiabilité de la pluie de référence. Ce point est illustré dans la section suivante.

6.2.3 spatialisation de la donnée pluviométrique et pluie de référence

On rappelle que le krigeage utilise un estimateur d'interpolation linéaire (voir équation 6.4) afin d'établir la pluie de référence $R_{ref}(A, T)$ sur un domaine A et un pas d'intégration T à l'aide de N_g mesures pluviométriques $\{R(\underline{x}_i, T), i = 1, N_g\}$. Il permet ainsi la spatialisation de l'information ponctuelle fournie par les mesures, en valeurs estimées sur les domaines d'intérêt.

Le variogramme modélisé est utilisé pour établir le système de krigeage dont la résolution conduit à connaître les poids d'interpolation $\{\lambda_i, i = 1, N_g\}$ affectés à chaque point de mesure. Ils sont évalués sous contraintes de non-biais et d'optimalité, au sens de la minimisation de la variance d'estimation $V_{ref}(A, T)$. Celle-ci est un sous-produit intéressant de la technique d'interpolation. Elle permet de caractériser la confiance relative que l'on peut accorder à l'estimation sur un domaine particulier A , en fonction de la structure du champ pluvieux et de la position relative du réseau par rapport au domaine. Son expression générale est :

$$V_{ref}(A, T) = Var(R_{ref}(A, T) - R(A, T)) = - \sum_{i=0}^{N_g} \sum_{j=0}^{N_g} \lambda^i \lambda^j \gamma_{ij} \quad (6.9)$$

Dans le cas d'une estimation en un point $\underline{x}$, (6.9) conduit à :

$$V_{ref}(\underline{x}, T) = Var(R_{ref}(\underline{x}, T) - R(\underline{x}, T)) = 2 \sum_{j=1}^{N_g} \lambda^j \gamma_{0j} - \sum_{i=1}^{N_g} \sum_{j=1}^{N_g} \lambda^i \lambda^j \gamma_{ij} \quad (6.10)$$

tandis que dans le cas d'une estimation sur un domaine D , la variance d'estimation requiert l'évaluation de deux intégrales sur le domaine :

$$V_{ref}(D, T) = Var(R_{ref}(D, T) - R(D, T)) = - \frac{1}{D^2} \int_D \int_D \gamma(\underline{x}, \underline{x}') d\underline{x} d\underline{x}' + 2 \sum_{j=1}^{N_g} \lambda^j \left(\frac{1}{D} \int_D \gamma(\underline{x}, \underline{x}_j) d\underline{x} \right) - \sum_{i=1}^{N_g} \sum_{j=1}^{N_g} \lambda^i \lambda^j \gamma_{ij} \quad (6.11)$$

La variance d'estimation dépend du palier du variogramme qui, rappelons le, est théoriquement égal à la variance du champ pluvieux. L'utilisation du variogramme normalisé n'implique aucune modification des valeurs interpolées. Mais la variance d'estimation est exprimée en pourcentage de la variance du champ, et demande à être dénormée selon une approche adaptée détaillée dans la section 6.3.2.

Tenant compte de la structure du champ avec le variogramme, les cartes de champ de pluie sont calculées par krigeage ponctuel au centre de domaines de 1 km² correspondant au maillage radar. Elles sont présentées figure 6.4 pour l'évènement du 24 novembre 2002. Un sous-produit de ce traitement est la carte d'écart-type d'estimation ponctuel (le résidu d'estimation par krigeage « pluie estimée – pluie vraie », racine carrée de la variance d'estimation). Cette carte permet de prendre en compte la qualité des valeurs dérivées des mesures en tout point. Cet exemple souligne l'importance de la critique de données. Les graphes de gauche (droite) correspondent au champ krigé avec le variogramme inféré avant (après) la critique de données pluviométrique. Notons que le champ de pluie interpolé est significativement lissé avec l'effet de la pépite. En cas d'un variogramme purement pépétique

(la structure est complètement désorganisé et la pépité est égale au palier), le champ interpolé serait en tout point égal à la moyenne globale.

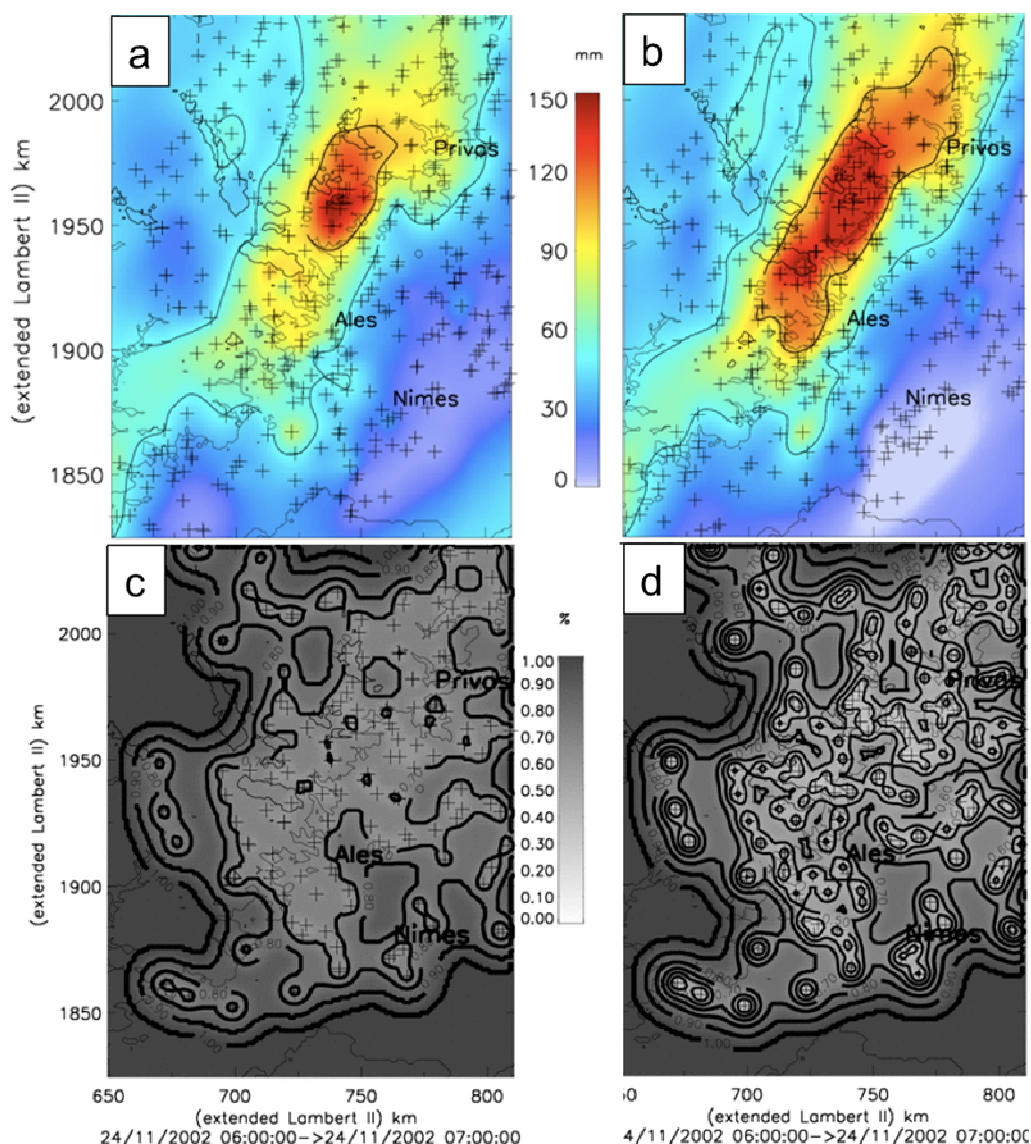


Figure 6.4 - cartes à maille kilométrique des champs de pluie krigés au pas de temps évènementiel pour le cas du 24 novembre 2002 avant (a) et après (b) la critique des données pluviométrique. Les croix indiquent la position des stations. Les cartes d'écart-type (résidu entre pluie de référence krigée et pluie vraie) au pas de temps horaire utilisant le variogramme normalisé pour le même évènement sont affichées avant (c) et après (d) critique des données pluviométrique. Ecarter les mesures aberrantes des stations défectueuses a un impact important sur le champ de pluie krigé et les écart-types d'estimation. La qualité des valeurs estimées est meilleure après critique et réduction de la pépité du variogramme.

Après critique, les valeurs interpolées à l’aide du krigeage sont plus robustes. La sélection des domaines de référence pour le modèle d’erreur est facilitée.

6.2.4 choix des domaines de comparaison

Nous avons choisi d’illustrer le modèle d’erreur à l’aide de domaines spatiaux unitaires de 1 km^2 ; le cas de domaines plus grands sera traité au cours de futurs travaux. Pour le modèle d’erreur, nous utilisons comme référence la pluie krigée sur les domaines présentant la meilleure qualité d’estimation, c’est-à-dire avec la plus basse variance d’estimation (i.e. le plus faible résidu de krigeage, appelé résidu de référence par la suite). Il est clair, d’après l’exemple fourni par la figure 6.4, que ces domaines sont ceux contenant une station pluviographique. Pour de telles mailles, les valeurs de référence sont très similaires aux mesures ponctuelles. Cela s’explique par la structure des mesures pluviométriques, en particulier l’absence de pépite et les portées typiques observées dans le jeu de données (32 km pour l’évènement du 8-9 septembre ; 40 km pour l’ensemble des 4 autres évènements).

La variance d’estimation sur la surface carrée à partir du point de mesure (variance d’estimation de bloc, équation 6.11) est estimée à l’aide des fonctions auxiliaires décrites par Journel et Huijbregts (1978) p. 108. Pour de tels variogrammes et domaines, elle est typiquement égale à :

- $V_{ref}^{norm}(a, T) = 2.1 \%$ de la variance du champ pour le cas du 8-9 septembre 2002 ;
- $V_{ref}^{norm}(a, T) = 1.7 \%$ de la variance du champ pour les autres évènements.

Ce résultat, dont le calcul est détaillé dans l’annexe A4, souligne la robustesse de l’inférence effectuée. Il est utilisé par la suite pour mettre en regard la qualité des valeurs de référence et les résidus radar.

6.2.5 conclusion

Une première approche de l’établissement d’un modèle d’erreur pour la mesure des pluies par radar nous a amené à préciser le choix d’une pluie de référence. Elle est établie à l’aide des mesures d’un réseau de pluviographes selon une approche géostatistique. Les deux étapes de ce processus sont constituées par

- l’analyse de la structure spatiale couplée à la critique des mesures grâce à l’étude du variogramme ;
- la spatialisation des données et la sélection de domaines de validation fiables grâce à la variance d’estimation du krigeage.

Pour les plus petits domaines d'intérêt (1 km²), on s'oriente vers une sélection des mailles contenant un pluviographe, compte tenu du variogramme non péritique. L'ajout de mailles voisines à ces mailles ne présente que peu d'intérêt (valeurs corrélées). Les mesures pluviographiques ne sauraient donc constituer une référence absolue. Les outils géostatistiques permettent cependant d'en estimer la qualité.

6.3 Le modèle d'erreur

La comparaison entre pluie radar et pluie pluviométrique est souvent restreinte à la figuration en nuage de régression, et au calcul de critères (coefficient de détermination, efficacité de Nash-Sutcliffe ...) qui permettent de quantifier l'accord entre les deux mesures (Delrieu et al., 2008).

Cependant, l'objectif poursuivi ici n'est pas d'évaluer la qualité « intrinsèque » d'une méthode d'estimation, ou de comparer la qualité de différents estimateurs. Il s'agit de :

- quantifier les incertitudes sur la pluie vraie associées aux valeurs estimées (d'où un conditionnement par R^*) ;
- décrire leur structure spatio-temporelle.

Ne disposant pas de la pluie vraie, nous travaillons de fait sur les résidus entre la pluie de référence et les estimations radar sur une sélection de domaines spatio-temporels pour lesquels la pluie de référence présente une qualité acceptable. De par sa nature empirique, ce modèle d'erreur est très spécifique au contexte d'étude et à la stratégie de traitement des données radar mise en œuvre. Il s'agit donc en fait d'établir une famille de distributions de probabilité conditionnelle $f_{a,T}(R_{ref}/R^*)$ pour des mailles radar de surface 1 km² et pour diverses durées d'intégration T (1, 2, 6 et 12 heures). Outre ces paramètres, la notion de famille est nécessaire pour prendre en compte un ensemble de facteurs additionnels tels que l'influence de la distance au radar et une éventuelle classification par type d'événement météorologique...

Nous analysons d'abord les nuages de régression et les critères de performance classique de l'estimation radar par rapport à la pluie de référence. Nous caractérisons ensuite le type de distribution statistique que suivent les résidus radar en fonction de l'intensité de pluie estimée par le radar (distribution conditionnelle). Prendre en compte l'incertitude sur la pluie de référence avec les résidus de krigeage (ou résidus de référence) permet de relativiser ces résultats. Les deux premiers moments de ces distributions conditionnelles sont analysés et modélisés en fonction du pas de temps d'intégration et de la distance au radar. Nous

présentons également des éléments de structure spatiale et temporelle des résidus radar. Nous terminons par un exemple de cartographie des résidus.

6.3.1 comparaisons entre pluie de référence et pluie radar

Les nuages de comparaison pluie de référence- pluie radar sont présentées sur la figure 6.5 pour le cas du 8-9 septembre 2002 et figure 6.6 pour l’ensemble des autres évènements.

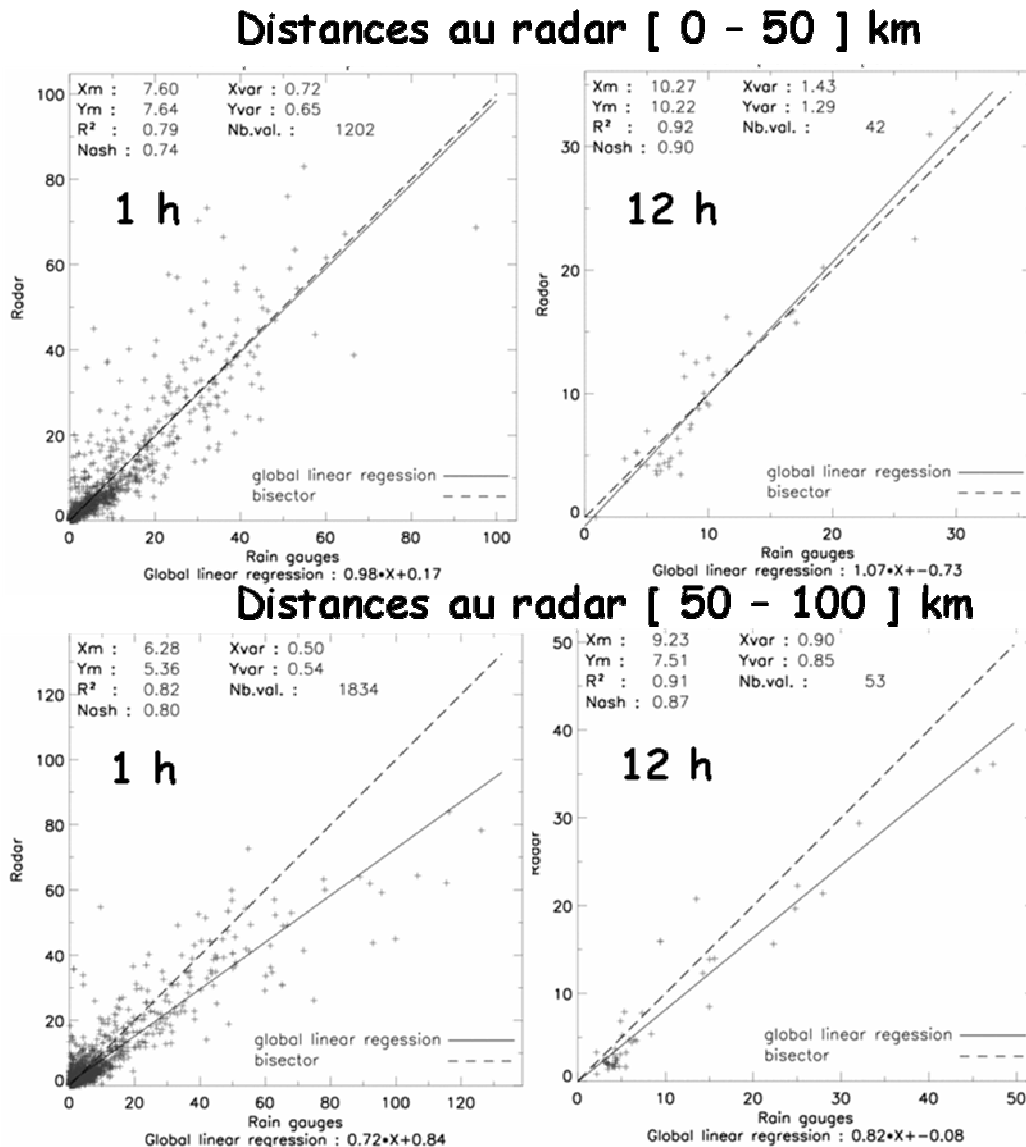


Figure 6.5 - nuage de comparaison des valeurs de référence et des valeurs radar (mm.h^{-1}) pour le cas du 8-9 septembre 2002, considérées sur des mailles radar de 1 km^2 contenant un pluviomètre. Les nuages correspondent à des données aux pas de temps horaire (à gauche) et à 12h (à droite) et pour deux classes de distances au radar : [0-50] km en haut et [50-100] km en bas. La première bissectrice est en pointillés, la droite de régression en trait plein.

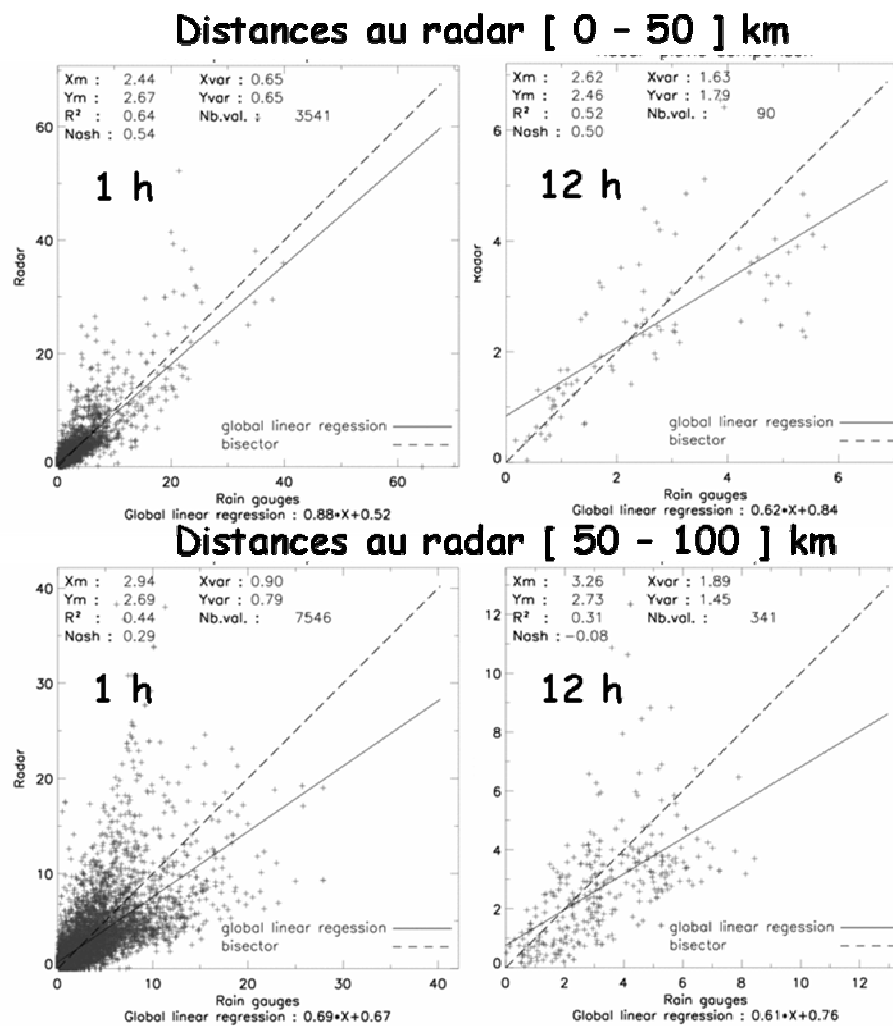


Figure 6.6 - nuage de comparaison des valeurs de référence et des valeurs radar (mm.h^{-1}) pour l'ensemble des autres évènements. Les pas de temps horaire et à 12h, considérant les mailles radar de 1 km^2 contenant un pluviomètre, et deux classes de distances au radar ($[0-50] \text{ km}$ et $[50-100] \text{ km}$) sont considérés. La première bissectrice est en pointillés, la droite de régression en trait plein.

Les valeurs des critères de performance (coefficient de détermination, efficience de Nash-

Sutcliffe et erreur relative moyenne ERM= $\frac{R^*(a,t) - R_{ref}(a,t)}{R_{ref}(a,t)}$) sont listés dans le tableau 6.1.

8-9 septembre 2002							Autres évènements de 2002								
	dist. [0-50] km			dist. [50-100] km				dist. [0-50] km			dist. [50-100] km				
Intégration temporelle	R²	EMR	Nash	R²	EMR	Nash	Intégration temporelle	R²	EMR	Nash	R²	EMR	Nash		
	1h	0.79	+0.5%	0.74	0.82	-15%		0.80	1h	0.64	+9 %	0.54	0.44	-8 %	0.29
	2h	0.84	+0.4%	0.81	0.85	-15%		0.83	2h	0.71	+10%	0.62	0.43	-9 %	0.28
	6h	0.92	-4 %	0.90	0.89	-16%		0.87	6h	0.64	+5 %	0.59	0.39	-12%	0.14
	12h	0.92	-1 %	0.90	0.91	-19%		0.87	12h	0.52	-6%	0.50	0.31	-16%	-0.1

Tableau 6.1 - valeurs des critères classiques d'évaluation de la donnée radar en référence à la mesure pluviographique : le coefficient de détermination (R^2), le coefficient d'efficience de Nash-Sutcliffe (Nash) et l'erreur moyenne relative ($EMR = \frac{R^*(A,t) - R_{ref}(A,t)}{R_{ref}(A,t)}$). Ces critères sont présentés pour l'évènement des 8-9 septembre, et l'ensemble des autres évènements observés en 2002. Deux classes de distance au radar ([0-50] km et [50-100] km) et quatre pas de temps d'intégration (1h, 2h, 6h et 12h) sont considérés.

On insistera d'abord sur l'amplitude des intensités observées, qui distinguent nettement l'évènement des 8-9 septembre 2002 des autres évènements. Le 8-9 septembre enregistre jusqu'à 130 mm/h au pas de temps horaire (60 mm/h pour les autres évènements) et jusqu'à 50 mmh⁻¹ à 12 h d'intégration (10 mm/h pour les autres évènements). Cet épisode, exceptionnel de part son extension spatiale et sa structure verticale, a bien été perçu par les radars de Météo France. Nous disposons ainsi d'un échantillonnage conséquent relatif à un même évènement. A contrario, l'ensemble des quatre autres évènements de 2002 présente une adéquation plus limitée entre les mesures radar et pluviométrique. Ces évènements sont cependant typiques du régime pluviométrique méditerranéen, avec de la convection déclenchée par l'orographie ou le passage de systèmes frontaux. Leur extension verticale est moins prononcée et ils se déroulent en partie dans la région montagneuse de la zone OHMCV, où les conditions d'observation par le radar sont moins favorables. L'échantillonnage relatif à cet ensemble est moins homogène. Afin d'évaluer l'influence de la distance au radar sur la qualité de ses estimations, nous distinguons les mailles de comparaison selon deux classes de

distance : en deçà de 50 km et entre 50 km et 100 km du radar. Notons que cette dernière classe de distance est caractérisée par le relief significatif des Cévennes.

L'intégration temporelle et la distance au radar agissent de manière très distincte entre le cas du 8-9 septembre 2002 et l'ensemble des autres événements. Si le premier cas présente une évolution cohérente des critères en fonction de ces paramètres, le deuxième montre une évolution moins régulière. Dans le cas du 8-9 septembre, l'analyse des critères montre une amélioration continue et positive en fonction du pas de temps d'intégration. Le coefficient de détermination (pourcentage de variance expliquée) est élevé avec une tendance régulière : de 80 % au pas de temps horaire à environ 91 % pour 12 heures d'intégration. L'erreur relative moyenne indique une tendance à la sous-estimation du radar, qui s'accroît avec la distance et le pas de temps d'intégration. Tandis que le biais est relativement limité à proximité du radar ($< \pm 5\%$), il augmente à plus grande distance ($< -15\%$). Cependant, le coefficient de détermination est noté relativement équivalent pour les deux classes de distance considérées. L'efficacité de Nash combine les effets des deux précédents critères. Il augmente légèrement avec l'intégration temporelle.

Pour l'ensemble des autres événements, les scores sont globalement moins bons que pour le 8-9 septembre 2002. Ils ne présentent pas d'évolution claire avec la distance ou la durée d'intégration. Il est à noter que l'erreur relative moyenne présente la même tendance que pour le cas du 8-9 septembre : s'il arrive que le radar surestime l'intensité pluvieuse (à courte distance et aux faibles durées d'intégration), il sous-estime le plus souvent le champ pluvieux, particulièrement aux pas de temps importants. Tous les critères sont constatés moins bons à grande distance du radar. On peut y voir une influence conjuguée des échos fixes résiduels et des modes d'échantillonnage du radar en lien avec l'extension verticale limitée des systèmes précipitants.

6.3.2 mise en regard des résidus radar et de l'incertitude sur la pluie de référence

Ces résultats de comparaison sont à relativiser avec l'incertitude sur la pluie de référence. Elle est accessible au travers des résidus de référence (écart caractéristique entre la pluie de référence estimée par krigeage et la pluie vraie inconnue). Au-delà de l'estimation de la qualité de la pluie de référence, se pose la question son emploi : une valeur est inexploitable si son incertitude est notablement plus grande que le résidu radar correspondant. Dans ce cas, un seuil sur le résidu de référence peut servir à sélectionner les valeurs fiables. La figure 6.7

permet la comparaison des résidus radar avec les résidus de référence au pas de temps horaire. Le résidu de référence est la racine carrée de la variance d’estimation par krigeage. Nous avons évalué dans la section 6.2.4 la valeur caractéristique de la variance d’estimation normalisée sur une maille contenant une station à :

- 2.1 % de la variance du champ pour le cas du 8-9 septembre 2002 ;
- 1.7 % de la variance du champ pour les autres évènements.

Cela correspond à un résidu de référence normalisé sur la maille égal à $\sigma_{ref}^{norm}(a, T) = 14.6 \%$ et $\sigma_{ref}^{norm}(a, T) = 13.1 \%$ de l’écart-type du champ respectivement. Dans un calcul utilisant le variogramme normalisé, l’écart-type d’estimation d’intérêt (le résidu de référence $\sigma_{ref}(a, T)$) est obtenu en dénormant l’écart-type normalisé par un facteur d’échelle qui est l’écart-type expérimental du champ σ_{champ}^{exp} .

Afin de dénormer ces résidus et accéder à l’écart-type d’intérêt, nous utilisons la méthode proposée par Lebel et al. (1987), qui est basée sur la forte corrélation (empirique) entre la moyenne M_{champ}^{exp} et l’écart-type σ_{champ}^{exp} d’un champ pluvieux. Cette liaison est généralement modélisée par une relation linéaire. Nous avons ainsi :

$$\begin{cases} \sigma_{champ}^{exp}(T = 1h) = 1.515M_{champ}^{exp}(T = 1h) & \text{pour l'évènement du 8–9 septembre} \\ \sigma_{champ}^{exp}(T = 1h) = 0.976M_{champ}^{exp}(T = 1h) & \text{pour les autres évènements} \end{cases} \quad (6.12)$$

Pour chaque domaine de comparaison a , un voisinage A' de mailles contenant une station est défini par la portée du variogramme. Il permet une estimation de la moyenne locale du champ. Cette dernière est convertie (sous hypothèse de stationnarité) en écart-type local du champ grâce au modèle linéaire mentionné. Cet écart-type local est utilisé comme facteur de dénormalisation pour le résidu de référence normalisé :

$$\begin{cases} \sigma_{ref}(a, T = 1h) = 0.146 \times 1.515M_{champ}^{exp}(A', T = 1h) & \text{pour l'évènement du 8–9 septembre} \\ \sigma_{ref}(a, T = 1h) = 0.131 \times 0.976M_{champ}^{exp}(A', T = 1h) & \text{pour les autres évènements} \end{cases} \quad (6.13)$$

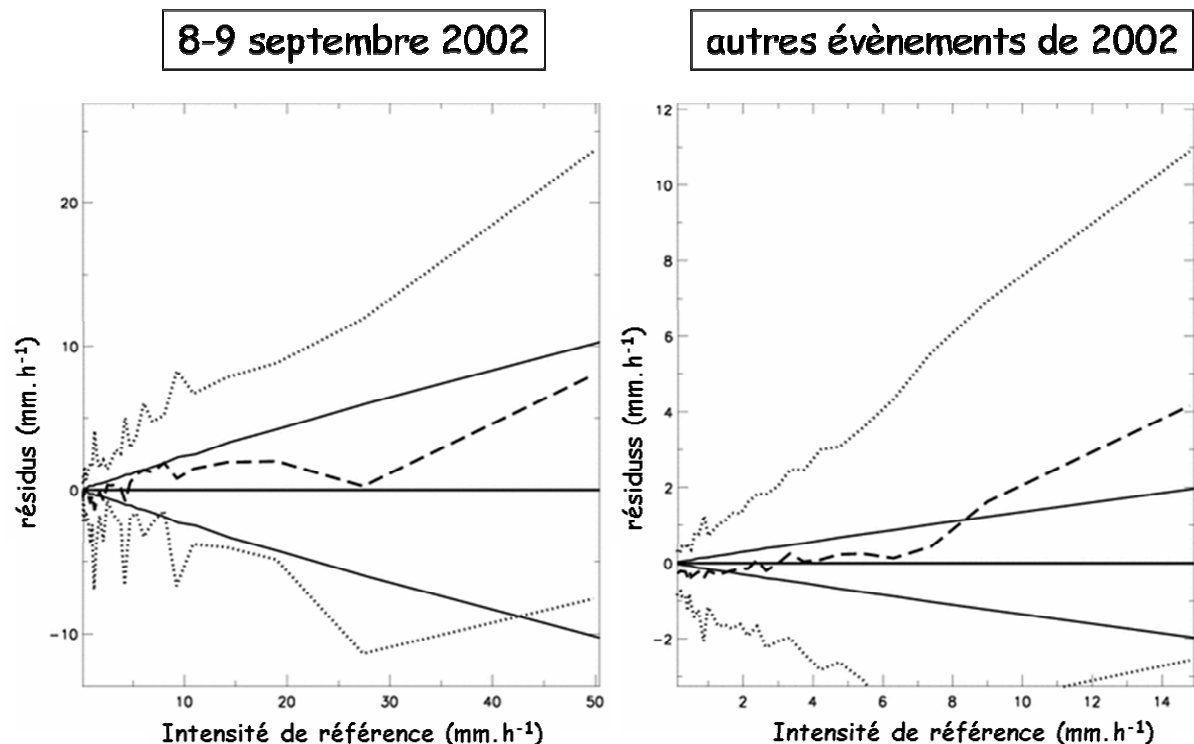


Figure 6.7 - résidus radar et résidus de référence en fonction de l'intensité de pluie de référence au pas de temps horaire pour l'évènement des 8 et 9 septembre 2002 (gauche) et pour l'ensemble des autres évènements de l'automne 2002 (droite). L'intensité de pluie de référence (mm.h^{-1}) est en abscisse. L'intensité pluvieuse de référence, les résidus radar (moyenne en lignes pointillées ; moyenne $\pm$ écart-type en lignes pointées) et les résidus de référence ($\pm$ écart-type estimés en lignes continues) sont calculés pour toutes les mailles contenant un pluviographe.

Nous notons sur la figure 6.7 que les résidus de référence sont plus petits que les résidus radar, ce qui confirme la validité des valeurs de référence. Cependant, la figure met également à jour l'importance des résidus de référence : une part significative de la dispersion du nuage de régression pluie radar – pluie de référence peut certainement être attribuée à l'incertitude de l'estimation de référence. Ce point est à développer dans une étude ultérieure, par recours au calcul de la variance d'estimation sur chaque maille à l'aide du krigeage de bloc.

6.3.3 analyse des résidus radar

Nous rappelons que cette étude vise à caractériser la distribution conditionnelle de pluie de référence sachant la pluie estimée par radar. Cet objectif implique l'établissement de distributions conditionnelles $f_{a,T}(R_{ref}/R^*)$. Nous procédons ainsi à l'étude détaillée des résidus radar.

Afin de caractériser les populations de résidus radar, nous établissons dans un premier temps leurs fonctions de répartition non conditionnées par l'intensité, pour différentes durées d'intégration et domaines de distance au radar. La figure 6.8 donne des exemples représentatifs de distributions, avec le constat d'une distribution des résidus unimodale, présentant une relative bonne symétrie autour de la moyenne.

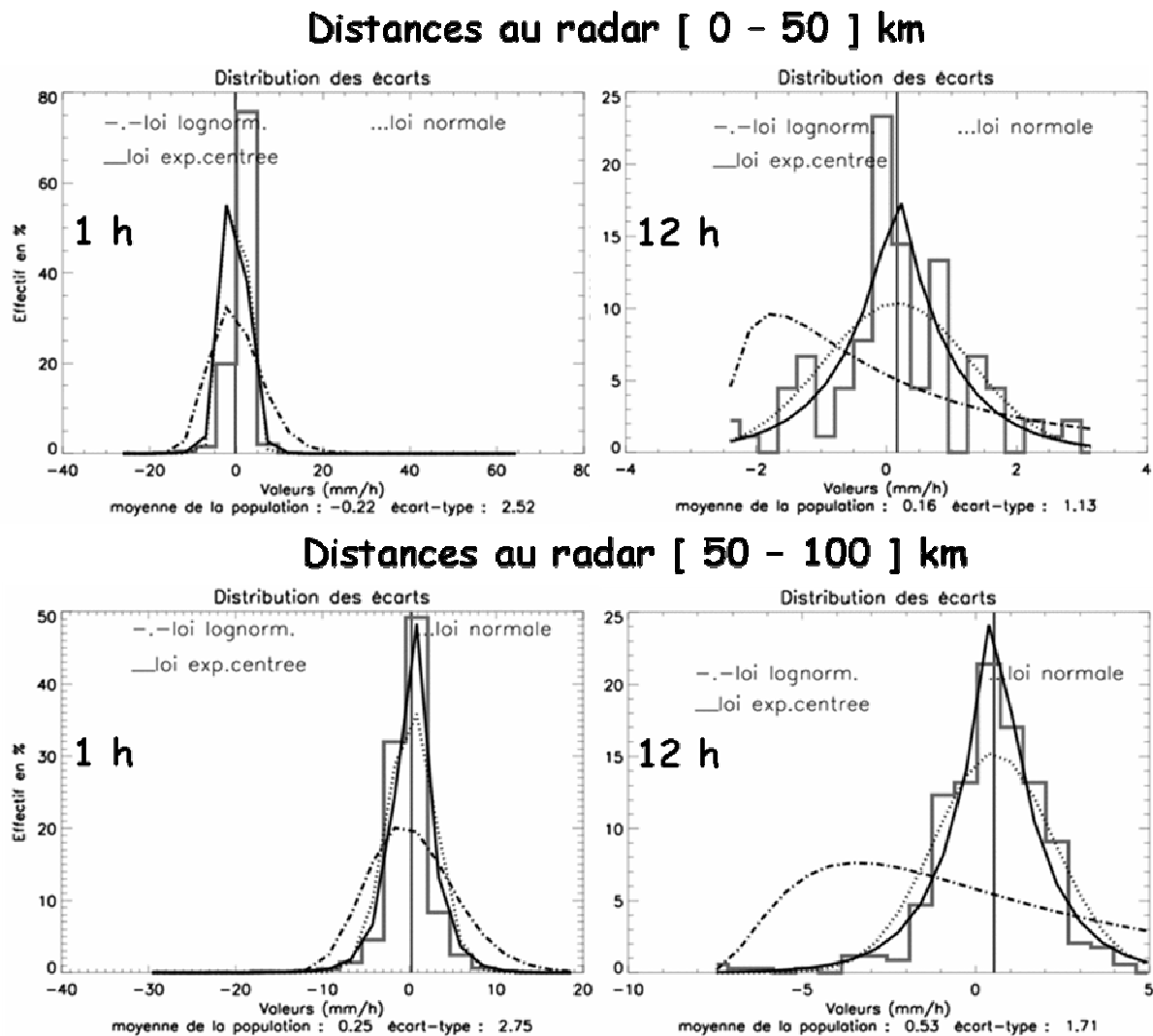


Figure 6.8 - fonctions de répartition des résidus radar pour l'ensemble des quatre évènements. Elles sont établies aux pas de temps horaire et de 12h, pour les mailles radar de 1 km² contenant un pluviomètre et pour deux classes de distances au radar ([0-50] km et [50-100] km) Les distributions empiriques, caractérisées par leur valeur de référence (la moyenne) et leur dispersion (l'écart-type), sont figurées sous la forme d'histogrammes ; trois modèles sont calés : la loi normale (en trait pointillé), la loi lognormale (en trait mixte) et la loi exponentielle centrée (en trait plein).

Parmi les modèles testés, la fonction de répartition de type exponentielle centrée s'avère la mieux adaptée, quoique le modèle gaussien fournisse des résultats acceptables. Les modèles exponentiels ont deux paramètres : l'espérance $E(\varepsilon)$ et l'écart-type $\sigma(\varepsilon)$ de l'échantillon.

La description des résidus en fonction de R^* est présentée figure 6.9 au pas de temps horaire et pour tous les domaines de comparaison dans le cas du 8-9 septembre 2002. Cet exemple est représentatif pour l'ensemble des pas de temps (1h, 2h, 6h, 12h et 24h) et des classes de distance au radar étudiés ([0-50] km, [50-100] km et [0-100] km).

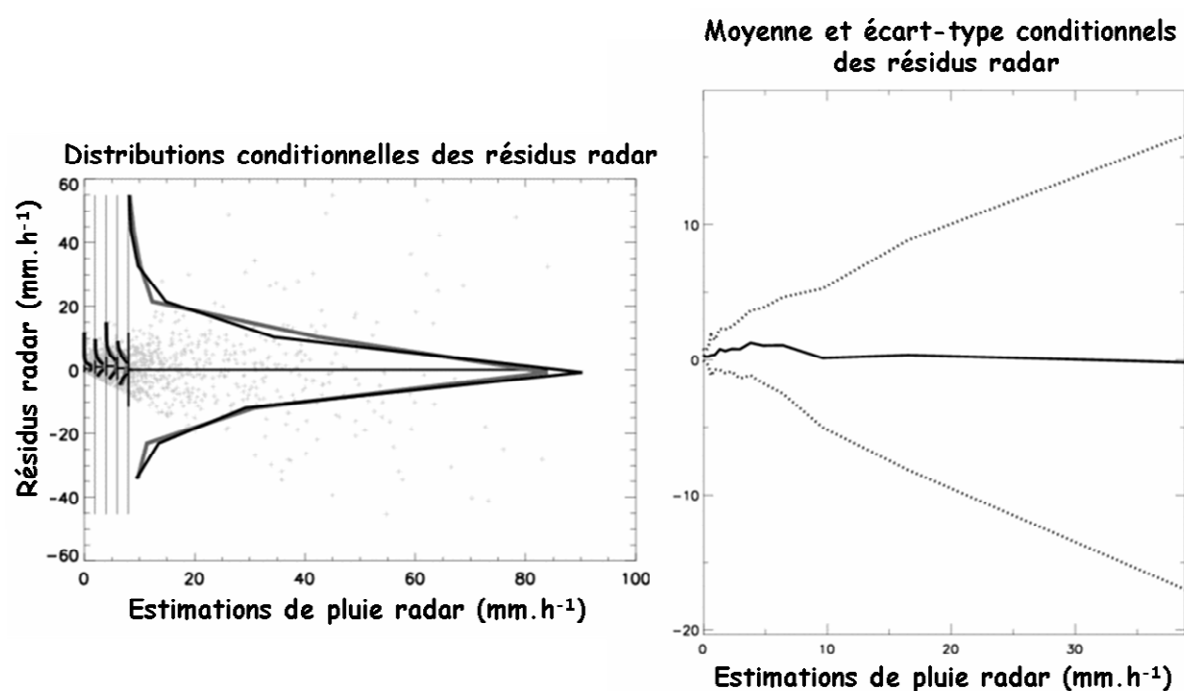


Figure 6.9 - distribution des résidus radar (gauche), pour tous les domaines de comparaison et pour diverses classes d'intensité radar (mm.h⁻¹) au pas de temps horaire dans le cas 8-9 septembre. Les distributions empiriques sont affichées avec les courbes grises. Les modèles exponentiels ajustés sont représentés en courbes noires. Les classes ont un effectif constant. L'évolution conditionnelle de la moyenne et l'écart-type des résidus radar en fonction de l'intensité radar R^* moyenne dans chaque classe est affichée sur le graphe de droite. La moyenne est en ligne continue et les courbes moyenne $\pm$ écart-type en ligne pointée.

Le modèle exponentiel centré est constaté offrir le meilleur calage sur les distributions conditionnelles empiriques de résidus radar. On peut donc raisonnablement utiliser ce modèle pour l'étude des distributions conditionnelles de résidus radar, et procéder à des ajustements

automatiques aisément paramétrables à l'aide de la moyenne $E(\varepsilon | R^*)$ et l'écart-type $\sigma(\varepsilon | R^*)$ conditionnels (figure 6.10).

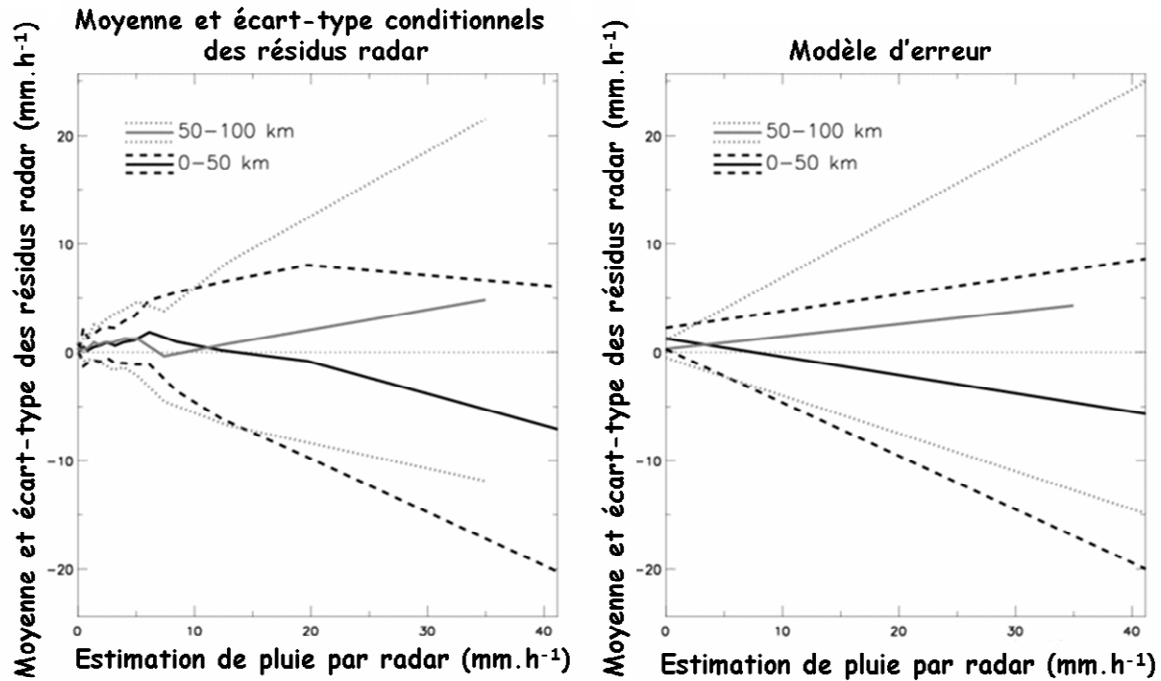


Figure 6.10 – à gauche, moyenne conditionnelle $E(\varepsilon | R^*)$ et écart-type $\sigma(\varepsilon | R^*)$ (figurés en courbes $E(\varepsilon | R^*) \pm \sigma(\varepsilon | R^*)$) empiriques des résidus radar. Ils sont représentés en fonction de l'intensité radar au pas de temps horaire à proximité (courbes noires) et à distance (courbes grises) du radar pour le 8-9 septembre 2002. A droite, modélisation linéaire de ces paramètres. La tendance à la sous-estimation du radar aux longues distances est visible.

Caractériser la distribution conditionnelle des résidus radar requiert la définition de l'évolution des deux premiers moments des résidus radar en fonction de R^* . La figure 6.11 compile les valeurs de $E(\varepsilon | R^*)$ et $\sigma(\varepsilon | R^*)$ obtenus dans diverses conditions.

La moyenne des résidus ne présente pas d'évolution claire en fonction de l'intensité pluvieuse estimée par radar. Elle peut être grossièrement approximée par des fonctions linéaires indicatrices de la tendance. La moyenne évolue de façon relativement structurée en fonction du pas de temps d'intégration et de la classe de distances au radar. Dans le cas du 8-9 septembre 2002, on confirme la tendance des estimations radar à la sous-estimation pour les grandes distances quelque soit le pas de temps d'intégration, avec un biais compris entre 0 et 3 mmh⁻¹. Aux courtes distances, on constate au contraire une forte dépendance du biais avec

l'intensité radar à tous les pas de temps, avec une tendance marquée à la surestimation aux intensités les plus fortes (moyenne des résidus radar atteignant -6 mmh^{-1}) et une légère sous-estimation aux intensités faibles à moyennes. Cette tendance s'accroît quand le pas de temps d'intégration augmente. Pour les autres événements, la moyenne conditionnelle est fortement dépendante de l'intensité radar à tous les pas de temps. La tendance moyenne est à la sous-estimation aux faibles intensités et une surestimation aux fortes (atteignant -6 mmh^{-1}).

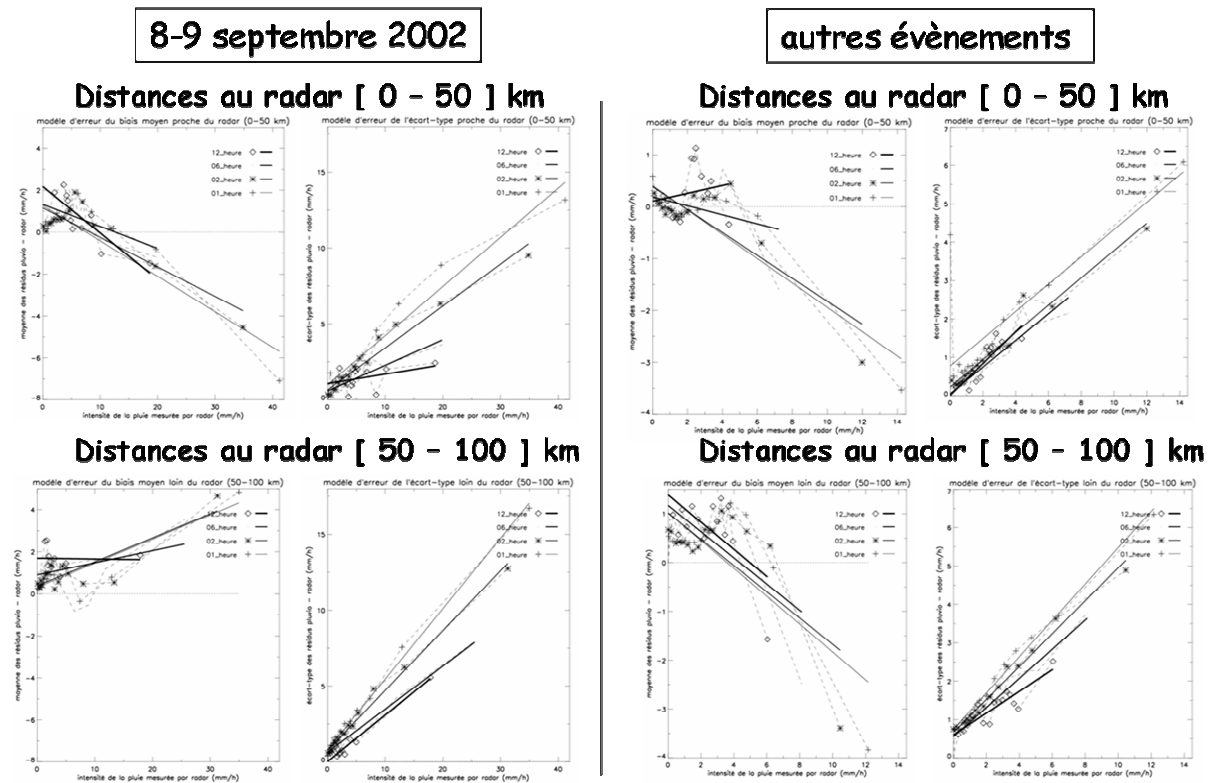


Figure 6.11 - évolution de la moyenne (gauche) et de l'écart-type (droite) des résidus radar en fonction de l'intensité radar, pour divers pas de temps d'intégration, à proximité (haut) et à distance (bas) du radar.

Quels que soient les événements considérés, les écarts-types conditionnels des résidus radar présentent une évolution beaucoup plus régulière que la moyenne avec (i) une augmentation fortement linéaire de l'écart-type en fonction de l'intensité radar, (ii) une diminution de l'écart-type en fonction du pas de temps d'intégration et (iii) une augmentation de l'écart-type en fonction de la distance au radar.

Même si ces observations manquent de robustesse, elles permettent une première description des erreurs d'estimation radar.

6.3.4 éléments de structure spatiale et temporelle des résidus radar

Décrire les incertitudes d'estimation de la pluie radar en terme de moyenne et d'écart-type de résidus radar appelle à être complété par une caractérisation de la structure spatio-temporelle de ces résidus aux diverses échelles considérées.

Ces éléments sont importants pour l'utilisation concrète du modèle d'erreur, à savoir calculer des champs d'erreur de la mesure radar au moyen de techniques de simulation conditionnelle. Il s'agirait à terme de considérer en entrée d'un modèle hydrologique non pas une série spatio-temporelle de lames d'eau, mais un ensemble de séries spatio-temporelles plausibles. Nous présentons ici la structure spatiale et temporelle des résidus à l'aide du variogramme.

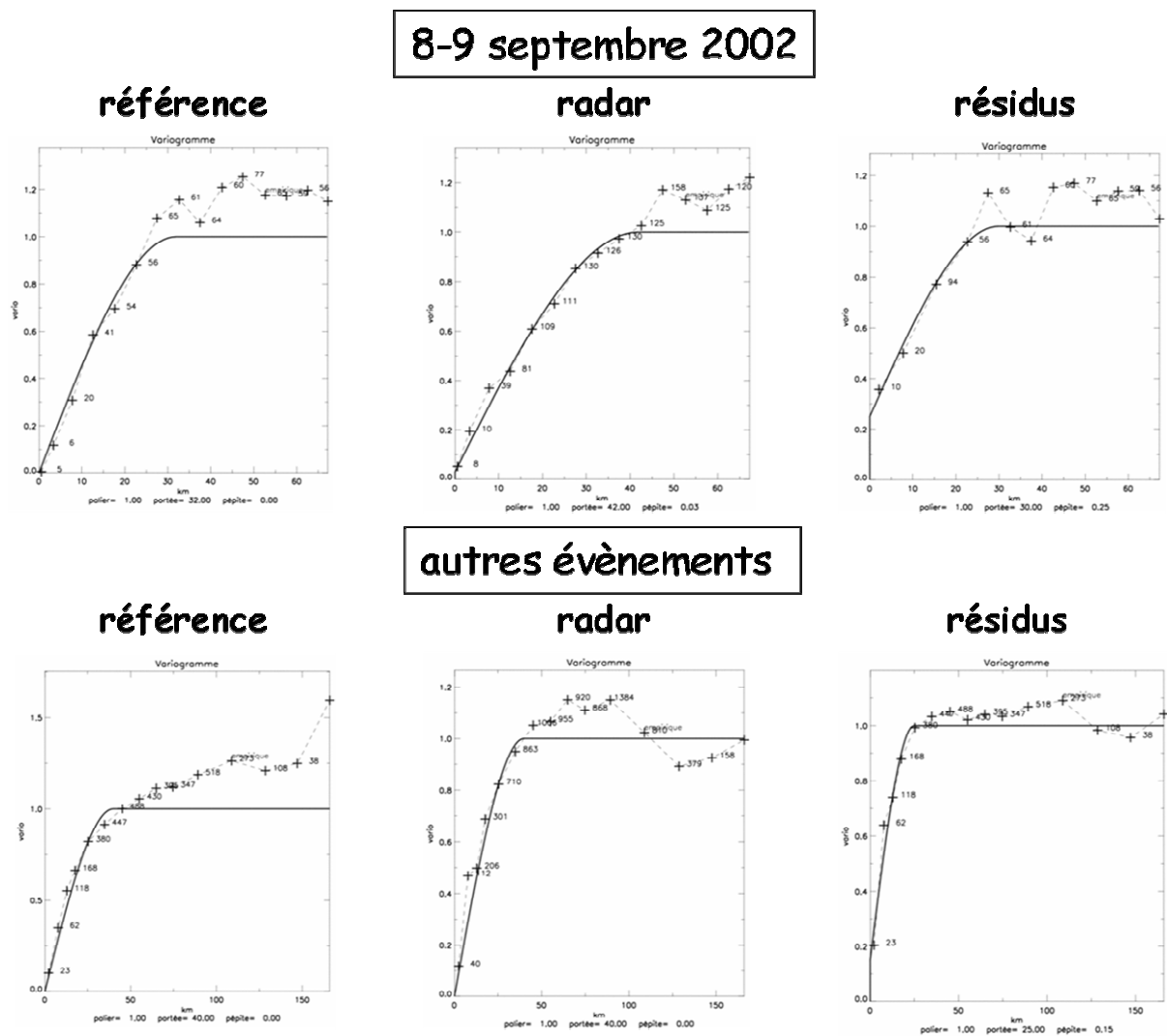


Figure 6.12 - variogrammes normalisés spatiaux des valeurs de référence (gauche), des estimations radar (centre) et des résidus radar (droite) au pas de temps horaire.

Ces exemples sont représentatifs des structures spatiales pour l'ensemble des pas de temps. Nous avons calé des modèles sphériques sur les variogrammes expérimentaux. Ils montrent que les résidus présentent une structure spatiale bien définie.

Le tableau 6.2 résume les paramètres de ces variogrammes.

	8-9 septembre 2002			Autres évènements de 2002		
	Pluie de référence	Pluie radar	Résidus	Pluie de référence	Pluie radar	Résidus
Pépité (% du palier)	0	5	25	0	0	15
Portée (km)	32	42	30	40	40	25
Palier	1	1	1	1	1	1

Tableau 6.2 - paramètres des variogrammes spatiaux normalisés (modèle sphérique) pour les valeurs de référence, les estimations radar et les résidus radar au pas de temps horaire. La pépité est exprimée en pourcentage du palier (égal à 1).

Notons que les variogrammes relatifs aux champs pluvieux de référence et radar sont très similaires. Ceux des résidus possèdent une portée plus petite et affichent une pépité plus importante. Ces résultats sont relativement positifs, au sens où ils mettent en évidence une certaine décorrélation des résidus par rapport à la structure des champs pluvieux de référence et radar. Ils constituent un bon indice de qualité de la méthode d'estimation de la pluie par radar. Mais idéalement, un traitement parfait des données radar par rapport à la référence aurait résulté en des résidus complètement désorganisés et des variogrammes associés purement pépitiques (grande discontinuité de structure à toutes interdistances).

Il peut être conclu de cette analyse de variogramme que le traitement des mesures radar est efficace, mais qu'une marge de progrès existe.

La figure 6.13 montre que les résidus ont aussi une structure temporelle au pas de temps horaire, marquée cependant par une forte pépité (33 % pour le 8-9 septembre et 49 % pour les autres évènements).

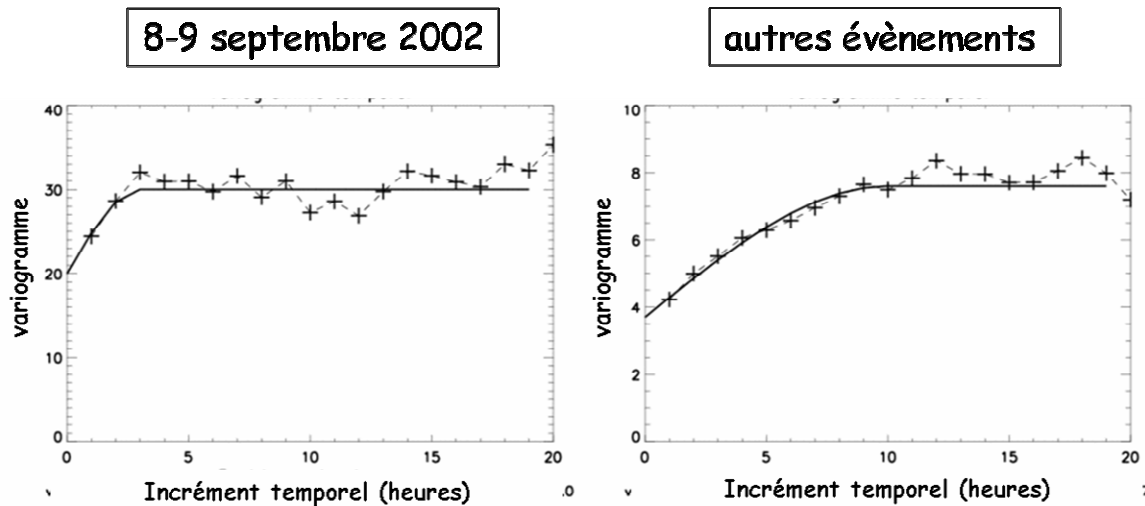


Figure 6.13 - variogrammes temporels des résidus au pas de temps horaire.

6.3.5 cartes de résidus moyens

Pour finir, nous complétons ces observations par une carte des résidus moyens (figure 6.14). Cette information est complémentaire à la notion de domaine de détection du radar, car elle permet de visualiser la répartition géographique de la qualité d'estimation *après* traitements des données radar.

Les résidus moyens présentent des gradients importants dans les zones montagneuses des Cévennes. Cela constitue l'indice d'une qualité variable des traitements radar. On peut y voir une influence conjuguée des échos fixes résiduels et des modes d'échantillonnage du radar en lien avec l'extension verticale des systèmes précipitants.

Notons enfin que la distribution spatiale du biais moyen distingue nettement dans le cas du 8-9 septembre des autres évènements. Pour cet évènement, la tendance à la sous-estimation observée aux grandes distances (coïncidant avec les zones montagneuses) est confirmée. Nous notons cependant une zone de surestimation importante localisée au-delà d'Alès. Cette dépression semble soutenue par plusieurs stations (ce qui remet en cause l'hypothèse d'un dysfonctionnement d'une station localisée qui aurait échappé à la critique de données). Il conviendrait d'étudier l'influence de la relation Z-R, et plus généralement les données radar et les données de référence dans cette zone.

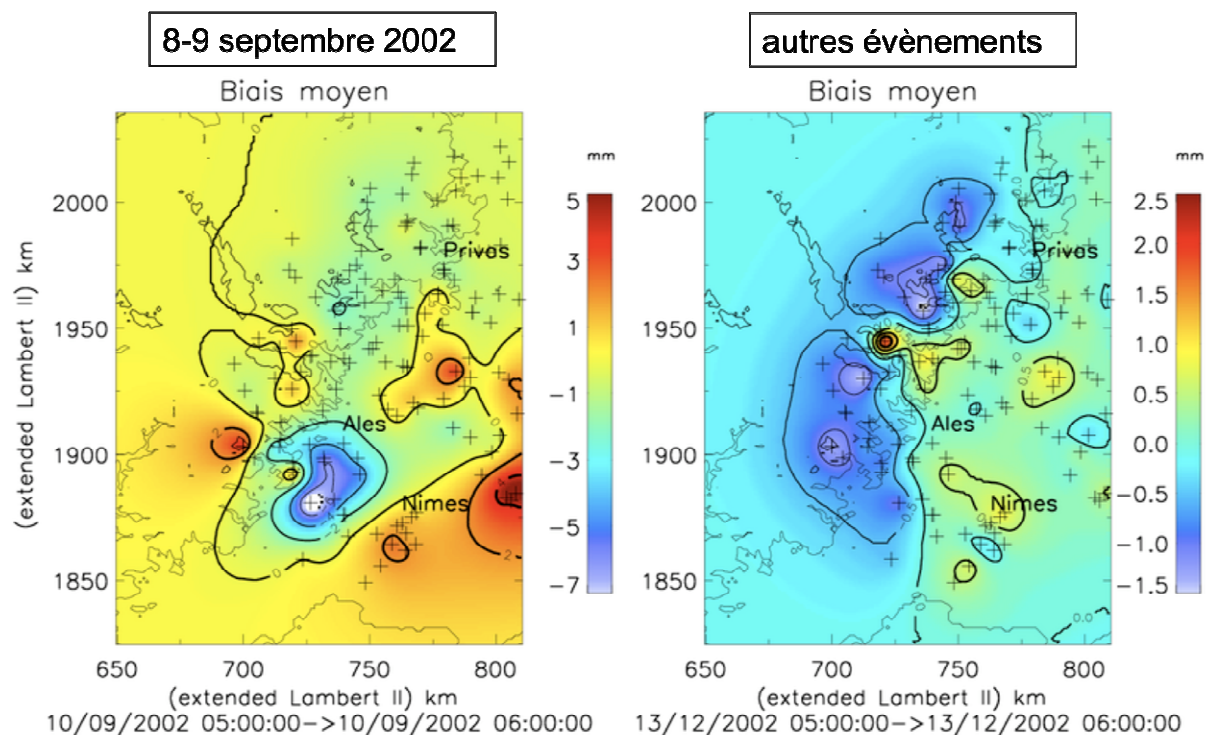


Figure 6.14 - cartes de résidu moyen pour l'évènement du 8-9 septembre (à gauche) et pour l'ensemble des autres évènements de l'automne 2002 (à droite).

6.4 Conclusion

Une version préliminaire d'un modèle d'erreur pour l'estimation quantitative des précipitations est présentée pour l'évènement des 8-9 septembre 2002 et pour un ensemble de quatre autres évènements observés en 2002 dans la région Cévennes-Vivarais. Ce modèle d'erreur est conçu à partir des mesures du radar de Bollène et d'une pluie de référence dérivée des mesures pluviographiques selon une approche géostatistique.

Les deux étapes de ce dernier processus sont (i) l'analyse de la structure spatiale couplée à la critique des mesures grâce à l'étude du variogramme, puis (ii) la spatialisé des données et la sélection de domaines de validation fiables grâce à la variance d'estimation du krigeage. La qualité de la référence a été trouvée acceptable pour les plus petits domaines d'intérêt (mailles de 1 km²) contenant une station. Cependant, la comparaison des résidus radar et des résidus de référence indique qu'une large part de divergence entre les échantillonnages radar et pluviographiques pourrait être attribuée à l'incertitude sur la pluie de référence. Les mesures au sol ne sauraient donc constituer une référence absolue, mais les outils géostatistiques permettent d'en estimer la qualité.

Le modèle d’erreur présenté ici est empirique. Il dépend du contexte climatologique des précipitations ainsi que du traitement des données radar. Il consiste en une erreur aléatoire décrite par des fonctions de distributions, qui doit être associée aux estimations de l’intensité pluvieuse afin d’approximer la pluie vraie. Les distributions statistiques des résidus radar sur les mailles considérées aux pas de temps de 1, 2, 6 et 12h sont constatées correctement décrites par le modèle exponentiel centré. Le modèle d’erreur peut donc être paramétré avec la moyenne et l’écart-type des résidus radar. Cette paramétrisation dépend du taux précipitant, du pas de temps d’intégration et de la distance au radar. L’analyse de deux ensembles d’évènements différents montre que l’on doit également s’attendre à une sensibilité des résidus au type de pluie (convection profonde *versus* pluies orographiques par exemple). On note également que les résidus présentent des structures spatiales et temporelles qu’il n’est pas possible de négliger dans le cadre de la mise en œuvre de techniques de simulation conditionnelle. Ces résultats confirment la complexité de la structure des erreurs radar.

Par défaut de robustesse, le modèle d’erreur présenté ici permet, sinon la mise en œuvre de simulation conditionnelle de champs de pluie réalistes, du moins une description détaillée de la qualité d’estimation de la pluie par radar météorologique. Nous prévoyons d’augmenter la robustesse du modèle d’erreur proposé ici dans le cadre de l’établissement de ré-analyses pluviométriques en cours au LTHE pour l’ensemble de la période 2000-2006. Cette caractérisation ouvre ensuite la voie à la mise en œuvre de techniques de simulation conditionnelle qui permettront de générer des scénarios réalistes de pluie spatialisée, afin de d’analyser l’impact des incertitudes sur les pluies dans divers systèmes de modélisation hydrologique. Enfin, il est à noter que la présente démarche suivie en vue de développer un modèle d’erreur pour des estimations de pluie par radar peut être généralisée à d’autres capteurs ou modèles des champs précipitants : satellite, modèle atmosphérique...

Quatrième partie

Vers un traitement à base physique de l'hétérogénéité verticale des précipitations

Chapitre 7

Introduction à l'identification à base physique du Profil Vertical de Réflectivité

Sommaire

7.1	Introduction	155
7.2	Constat des limites de la méthode inverse	156
7.3	Proposition de renouvellement de la méthode	157
7.4	Représentation conceptuelle d'une colonne précipitante	158
7.4.1	schéma conceptuel d'une colonne précipitante	158
7.4.2	cas général : microphysique chaude et froide	159
7.4.3	cas particulier : microphysique chaude	160
7.4.4	cas particulier : cas très convectif	160
7.4.5	bilan	161
7.5	Grandeurs de travail et distribution granulométrique des gouttes.....	161
7.5.1	définition de la distribution granulométrique des hydrométéores.....	162
7.5.2	moments de la DGP.....	162
7.6	Paramétrisation et formalisme d'échelle de la DGP	166
7.6.1	définitions.....	166
7.6.2	contraintes d'autoconsistance.....	167
7.6.3	expression d'un moment de la DGP	167
7.6.4	relations entre variables intégrales de la pluie	168
7.6.5	formulations analytiques classiques de la DGP	168
7.6.6	synthèse	169
7.7	Conclusion.....	170

7.1 Introduction

La méthode d'identification des PVRs par inversion des rapports de réflectivité a été initialement mise au point pour tirer parti d'une information verticale réduite. Cette méthode n'a recours à aucune modélisation physique sur les précipitations. Elle fait uniquement appel à des contraintes statistiques pour ajuster le PVR a priori aux observations. Appliquée sur deux sites seulement au début, elle a ensuite été étendue et utilisée dans des conditions très

différentes : auscultation volumique avec supports géographiques fixes, couplage à une méthode de définition de zones homogènes de type de pluie...

Cependant, la variabilité des rapports est très importante et l'algorithme d'inversion n'arrive pas toujours à procéder à une synthèse satisfaisante du point de vue numérique et du point de vue physique (paragraphe 7.2). Il est vraisemblable que l'on est arrivé au bout des possibilités de la méthode existante, et qu'il convient de renouveler notre approche de l'identification des PVR (paragraphe 7.3).

Pour cela, nous introduisons davantage de physique dans le problème. Nous nous appuyons sur une conceptualisation de la colonne précipitante (paragraphe 7.5). Nous faisons également appel à un formalisme d'échelle pour le traitement de la granulométrie des précipitations (paragraphe 7.6).

7.2 Constat des limites de la méthode inverse

Nous distinguons les limites de la méthode dans le cadre de TRADHy de ses limites intrinsèques.

Entre autres exemples la figure 5.15 présente, parmi les PVRs identifiés pour l'évènement du 8-9 septembre 2002, quelques individus stratiformes et convectifs affectés par des oscillations brutales. Elles révèlent certainement un échec d'identification. Les profils identifiés par la méthode n'ont pas toujours de sens physique, même s'ils représentent correctement les rapports de réflectivité (figure 5.17).

Dans le cadre de TRADHy, des efforts d'amélioration ont porté sur une homogénéisation de l'information issue des mesures radar. Cette approche est naturellement limitée lorsqu'une structure verticale de réflectivité cohérente n'est pas établie dans le champ de pluie (en début ou en fin d'évènement), ou encore mal captée par le radar (par exemple le champ pluvieux est trop éloigné). La méthode n'est alors pas en cause.

Cependant, ces artefacts peuvent survenir en conditions d'utilisation contrôlée de la méthode. La figure 5.1 le prouve : nous constatons un décrochage du PVR identifié vers 1000m d'altitude. Cet exemple est révélateur de l'échec de la méthode à effectuer une synthèse cohérente dans certains cas. Il met en cause son conditionnement statistique.

Le problème d'identification du PVR par inversion des rapports de réflectivité repose sur :

- la définition des données (rapports de réflectivité) et de leur incertitude ;
- la définition des paramètres (composantes du PVR) a priori du problème et de leur incertitude ;

- la définition d'un modèle liant données et paramètres ;
- l'utilisation d'une méthode de résolution pour en effectuer la synthèse.

Dans le chapitre 5, nous avons travaillé sur les rapports et leur confiance. L'extraction des rapports les plus robustes permet de donner un sens plus physique à un calcul de nature statistique. Nous n'avons cependant modifié ni le modèle m , ni la méthode de résolution ou la définition de l'information a priori.

7.3 Proposition de renouvellement de la méthode

Le potentiel des PVRs pour l'amélioration des estimations de pluie motive un renouvellement de l'approche d'identification. Une piste d'amélioration est la reformulation des paramètres du problème inverse.

Rappelons que dans la méthode initiale, le PVR est décrit par 60 composantes qui correspondent aux paramètres. Ils sont liés entre eux par des contraintes de covariance. Nous avons cependant constaté, au travers des exemples, que la continuité entre paramètres identifiés n'est pas nécessairement assurée par ces contraintes statistiques. L'enjeu est donc de les remplacer efficacement. Afin d'assurer une identification robuste et physiquement plausible, nous choisissons une approche qui offre au PVR un cadre à base physique.

Boudevillain et Andrieu (2003) proposent un modèle de PVR à partir d'une description microphysique simple des précipitations. L'objectif de ce travail était de simuler des profils verticaux de contenu en eau liquide (voir paragraphe 7.5) et d'étudier la façon dont un radar pouvait les restituer. Compte tenu de ces éléments, il semble envisageable de déterminer les PVRs en calant un modèle inspiré de ce dernier sur les données volumiques. La prise en compte d'une partition des précipitations selon les types stratiforme et convectif, de la granulométrie au sol ou de l'altitude de l'isotherme 0°C constitue une incitation à aller dans cette direction.

Nous nous assurerons que ce modèle contient les éléments permettant une représentation correcte des différents types de PVRs. Cette approche demandera un réexamen du problème de l'identification des PVRs à partir des données volumiques. Nous serons particulièrement amenés à revoir l'algorithme d'identification. Nous examinerons aussi la notion d'information a priori pour contraindre certains paramètres en fonction de considérations physiques.

Le modèle de PVR de Boudevillain et Andrieu (2003) s'inscrit dans une représentation 1D verticale du champ précipitant. Nous décrivons dans le paragraphe suivant une conceptualisation de la colonne précipitante.

7.4 Représentation conceptuelle d'une colonne précipitante

La variabilité des précipitations est gouvernée par des processus microphysiques (Pruppacher et Klett, 1998). Ces processus dépendent eux-mêmes de l'environnement météorologique. Ils agissent (i) sur la phase, (ii) sur la composition, la masse volumique et (iii) sur la taille et le nombre des hydrométéores au cours de leur chute. Ils prennent souvent la forme de mécanismes d'interactions entre particules précipitantes, en compétition sur la croissance ou la décroissance de la taille des particules.

7.4.1 schéma conceptuel d'une colonne précipitante

Il ne s'agit pas de donner une microphysique détaillée des processus mis en jeu lors de la chute des hydrométéores. Nous proposons une représentation - simple et adaptée au problème - des processus selon la verticale. Nous indiquons également des éléments de leur influence sur la population des hydrométéores, en terme de nombre total de particules par unité de volume N_t et de diamètre moyen par unité de volume D_m . Nous nous appuyons sur les travaux de Rosenfeld et Ulbrich (2003).

Les hydrométéores dans l'atmosphère sont modélisés selon une partition verticale en compartiments. Cette partition est relative compte tenu des échanges verticaux et des brassages à l'œuvre dans l'atmosphère. A l'intérieur de chaque compartiment, on mentionne des processus physiques caractéristiques. Nous renvoyons le lecteur en annexe A2 pour leur définition.

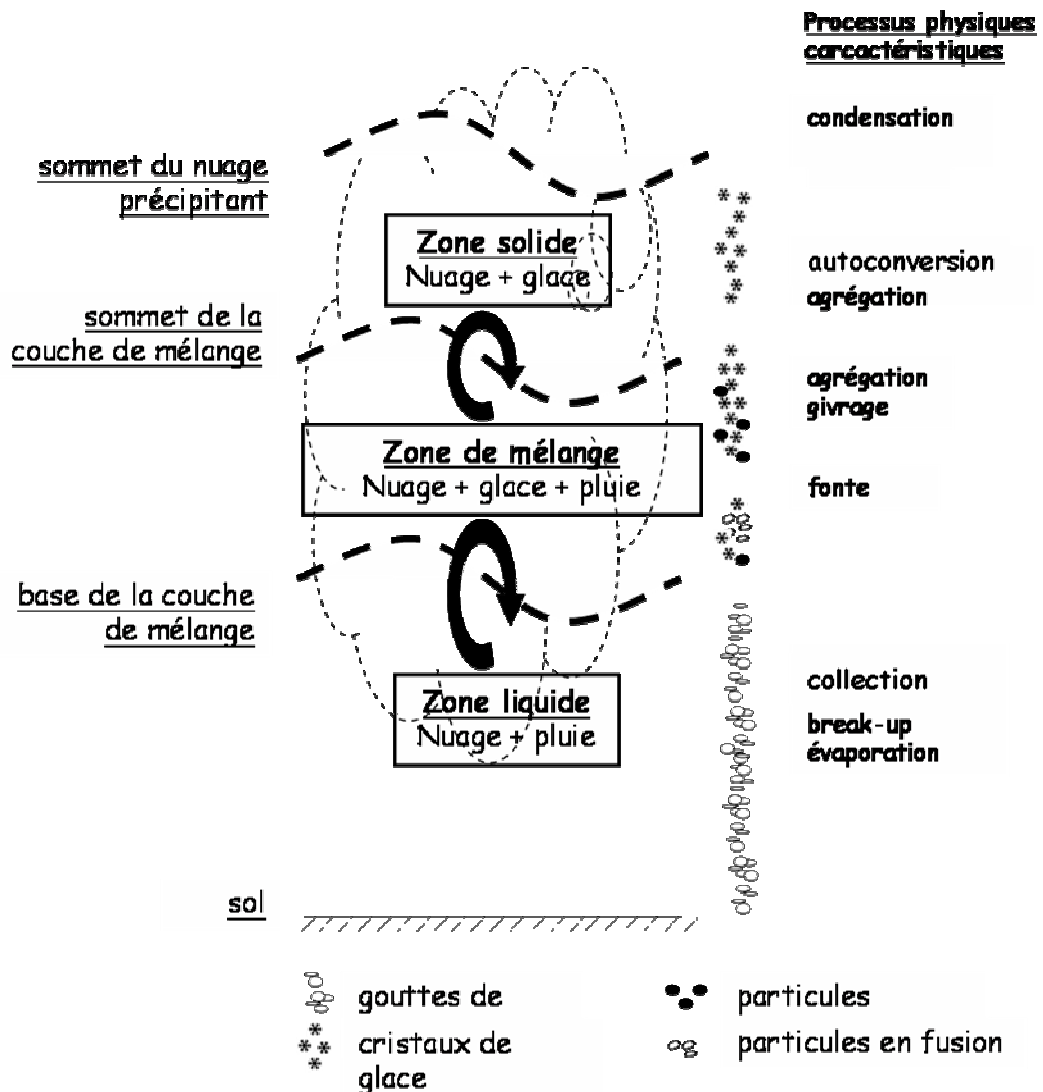


Figure 7.1 - schéma conceptuel d'une colonne précipitante. Les flèches symbolisent les brassages verticaux qui relativisent la partition verticale.

7.4.2 cas général : microphysique chaude et froide

Ce type de précipitation se développe dans une atmosphère stable. Il est caractérisé par la présence de deux phases dans le nuage précipitant. Parce que le sommet du nuage est plus élevé que l'isotherme 0°C , une phase glace en altitude coexiste avec une phase liquide près du sol. La formation des particules précipitantes se déroule principalement dans la phase solide selon divers processus microphysiques.

On considère 3 zones de haut en bas. Au-dessus de la zone solide ne se trouvent que des particules non précipitantes. La zone solide correspond à la phase glace précipitée. En dessous, la couche de mélange contient des particules en phase hétérogène (liquide – glace)

où les propriétés des hydrométéores (masse volumique, composition et forme des cristaux ...) évoluent très rapidement. Elles se stabilisent dans la phase liquide.

Les caractéristiques de la distribution granulométrique des particules évoluent selon les processus microphysiques :

Processus	Pronostic d'évolution de la granulométrie au cours de la chute des hydrométéores
auto-conversion	N_t augmente D_m augmente
agrégation et givrage	N_t diminue D_m augmente
fonte	N_t constant D_m constant
accrétion, coalescence et break-up	N_t varie peu D_m augmente un peu
coalescence, break-up et évaporation	N_t diminue un peu D_m augmente un peu

Tableau 7.1 – exemples de mécanismes et évolution de la granulométrie des hydrométéores au cours de leur chute (d'après Rosenfeld et Ulbrich, 2003).

L'évolution de la granulométrie en fonction de l'altitude n'est pas encore parfaitement connue. L'action concomitante de nombreux processus rend son suivi problématique.

7.4.3 cas particulier : microphysique chaude

Dans ce cas particulier, on ne considère que la zone liquide, car le sommet du nuage est en dessous l'isotherme 0°C. Il n'y a pas de couche de mélange.

7.4.4 cas particulier : cas très convectif

Les précipitations convectives se développent dans un contexte d'atmosphère instable. Elles sont caractérisées par des courants verticaux qui entraînent les particules précipitantes.

Les particules en phase liquide et solide coexistent probablement dans toute la colonne de convection. Des particules sous forme liquide peuvent se trouver au dessus de l'isotherme 0 °C (gouttes surfondues). Elles givrent au moindre contact. Inversement, des particules glacées peuvent exister bien plus bas que l'isotherme 0°C. Ce cas particulier se caractérise par une dimension verticale de la zone de mélange particulièrement large.

7.4.5 bilan

Rosenfeld et Ulbrich (2003) montrent que les processus dont l'influence est la plus significative sur la forme de la granulométrie sont par ordre décroissant : (i) les processus microphysiques, (ii) les brassages à l'intérieur du nuage, qui distinguent le type stratiforme et le type convectif. Les auteurs soulignent l'importance de la microphysique et de la dynamique pour l'élaboration de relations Z-R adaptatives en vue d'améliorer la mesure de pluie par radar météorologique. L'étude du profil vertical de la granulométrie pour améliorer la connaissance des conditions de formation et d'évolution des hydrométéores est également une piste pour améliorer l'estimation quantitative des précipitations par radar météorologique.

D'autres travaux (Peters et al., 2005 ; Clemens et al., 2006) nous apprennent que moyenné sur plusieurs heures, le profil de granulométrie présente une certaine régularité.

7.5 Grandeurs de travail et distribution granulométrique des gouttes

La pluie est un processus naturel discret. Les hydrométéores chutent, individuellement caractérisés par une phase, une forme, une taille, une vitesse... En météorologie radar, la pluie est observée sur des volumes généralement très larges en regard des particules élémentaires. La pluie est donc appréhendée par le biais de grandeurs intégrées et considérée comme un processus continu, dont la nature stochastique à petites échelles nécessite une approche statistique. Nous nous appuyons sur cette description pour le modèle de PVR. Elle a recours aux distributions des grandeurs relatives aux hydrométéores (tailles, vitesses...). Nous travaillons généralement sur des moments de ces distributions. Par la suite, nous faisons référence aux travaux de Sempere Torres et al. (1994, 1998) et Uijlenhoet et al. (1999, 2001, 2003). Nous notons L la dimension associée à la longueur et T la dimension associée au temps.

7.5.1 définition de la distribution granulométrique des hydrométéores

Considérons un volume d'atmosphère élémentaire de taille mésoscopique par rapport aux hydrométéores (ordre de grandeur : 1 m^3). La distribution de taille de gouttes dans ce volume est généralement exprimée comme une fonction de distribution, qui donne $N(D)dD$ le nombre de particules compris entre D et $D + dD$ par unité de volume d'air. $N(D)$ a la dimension ($\text{L}^{-1}.\text{L}^{-3}$). Des appareils comme le disdromètre sont dédiés à sa mesure. Nous utiliserons par la suite l'acronyme DGP (équivalent à l'acronyme anglais PSD pour Particle Size Distribution) pour parler de la distribution granulométrique des hydrométéores.

La distribution granulométrique des hydrométéores est sous-jacente à de nombreuses variables en météorologie radar comme les dimensions caractéristiques des gouttes, l'intensité de pluie, la réflectivité radar, le contenu intégré en eau ...

7.5.2 moments de la DGP

Nous distinguons les moments simples, utiles pour une description synthétique de la distribution:

$$M_n = \int_{\Omega_D} D^n N(D) dD \quad (\text{L}^n.\text{L}^{-3}) \quad (7.1)$$

où $\Omega_D = [0 ; +\infty]$ représente l'intervalle de variation du diamètre des gouttes. En première approximation, nous ne considérons des distributions de diamètres allant de 0 à l'infini. Cette approximation est assez courante dans l'étude de la DGP (ex : Steiner et al., 2004). De plus, compte tenu des hypothèses effectuées ultérieurement (voir chapitre 8), ce point a peu d'influence sur l'objectif suivi dans le cadre de cette étude.

Certaines grandeurs physiques d'intérêt pour l'hydrologue et le radariste sont des moments pondérés par une fonction p (dépendante de D) :

$$M_n = \int_{\Omega_D} D^n N(D) p(D) dD \quad (7.2)$$

Par la suite, nous utiliserons principalement :

- le moment simple d'ordre 0, définissant le nombre de concentration N_t (dimension L^{-3}), équivalent à une densité volumique de particules :

$$N_t = \int_{\Omega_D} N(D) dD \quad (7.3)$$

- le diamètre moyen D_m (dimension L) caractéristique de la distribution, est relié au moment d'ordre 1 et à N_t :

$$D_m = \frac{1}{N_t} \int_{\Omega_D} DN(D)dD \quad (7.4)$$

- tout rapport de moments consécutifs définit une dimension caractéristique de la distribution. Le diamètre volumique moyen D_0 (dimension L) est calculé avec les moments d'ordre 3 et 4. Son utilisation est justifiée par sa robustesse aux problèmes d'échantillonnage qui affectent de nombreux instruments de mesure de la DGP pour les faibles diamètres :

$$D_0 = \frac{\int_{\Omega_D} D^4 N(D)dD}{\int_{\Omega_D} D^3 N(D)dD} \quad (7.5)$$

- le contenu en eau est une information très utile en météorologie radar, entre autre pour la prévision de la pluie à très courte échéance (Boudevillain et Andrieu, 2003). Le contenu en eau W (dimension $M.L^{-3}$, souvent exprimé en $[g.m^{-3}]$) est lié au moment d'ordre 3 de la DGP :

$$W = 10^{-3} \frac{\pi \rho_l}{6} \int_{\Omega_D} D^3 N(D)dD \quad (7.6)$$

ρ_l ($kg.m^{-3}$) est la densité de l'eau.

- le facteur de réflectivité radar Z (dimension $L^6.L^{-3}$, souvent exprimé en $[mm^6.m^{-3}]$) est la variable la plus utilisée en météorologie radar.

Dans le cadre de la solution proposée par Mie aux équations de Maxwell pour la diffusion d'une onde électromagnétique par une sphère, la section efficace de rétrodiffusion peut être explicitée :

$$\sigma_M = \sigma_M(D, \lambda, m_0) = \frac{\lambda^2}{4\pi} \sum_{n=1}^{+\infty} \left| (-1)^n (2n+1)(a_n - b_n) \right|^2 \quad (7.7)$$

λ est la longueur d'onde, a_n et b_n sont les coefficients de Mie, fonction entre autre de l'indice complexe de réfraction m_0 et de $\frac{\pi D}{\lambda}$ (Battan, 1973). Nous ne considérons pas la non-sphéricité des particules et nous ne prenons pas en compte les effets de polarisation lors de

leur interaction avec les ondes radar. Si la longueur d'onde est grande devant le diamètre des hydrométéores ($\frac{\pi D}{\lambda} \ll 1$), l'approximation de Rayleigh fournit une solution sous la forme :

$$\sigma_R = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (7.8)$$

Rappelons que la réflectivité radar η , déduite de la mesure, est une densité volumique de section efficace (paragraphe 1.5) :

$$\eta = \int_{\Omega_D} \sigma(D, \lambda, m_0) N(D) dD \quad (7.9)$$

Dans le cadre de l'approximation de Rayleigh (Battan, 1973), elle s'écrit :

$$\eta = \frac{\pi^5 |K|^2}{\lambda^4} \int_{\Omega_D} D^6 N(D) dD \quad (7.10)$$

$|K|^2$ est le facteur diélectrique des hydrométéores dépendant de leur indice complexe de réfraction m_0 . Pour les hydrométéores en phase liquide, $|K_e|^2 = 0.93$.

Le facteur de réflectivité radar est égal au moment d'ordre 6 de la DGP :

$$Z = \int_{\Omega_D} D^6 N(D) dD \quad (7.11)$$

Il ne dépend pas de la phase des hydrométéores (via $|K|^2$), ni de la longueur d'onde. Sous l'approximation de Rayleigh, il s'écrit :

$$Z_{Ray} = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \eta \quad (7.12)$$

Le facteur de réflectivité radar défini avec le modèle de Mie Z_{Mie} s'applique lorsque l'approximation de Rayleigh n'est pas valide. En conservant l'expression 7.11, Z s'écrit alors comme un moment d'ordre 0 de la DGP pondéré par les sections efficaces de rétrodiffusion élémentaires σ_M (paragraphe 1.5) :

$$Z_{Mie} = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K|^2} \int_{\Omega_D} \sigma_M(D, \lambda, m_0) N(D) dD \quad (7.13)$$

En particulier, le facteur de réflectivité équivalent Z_e est défini par :

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_e|^2} \int_{\Omega_D} \sigma_M(D, \lambda, m_0) N(D) dD \quad (7.14)$$

Z_e dépend de λ et de $|K_e|$ mais cette expression permet de décrire le comportement électromagnétique des hydrométéores dans le cas des radars à onde courte (bande X ou K, voir figure A1.1) en conservant l'expression générale de l'équation radar (équation 1.2, et section A1.4.3).

- le moment d'ordre 3 pondéré par la vitesse de chute des hydrométéores est proportionnel à l'intensité pluvieuse R (dimension $L.T^{-1}$) :

$$R = C_R \frac{\pi}{6} \int_{\Omega_D} D^3 N(D) v(D) dD \quad (7.15)$$

$v(D)$ est la vitesse de chute terminale ($L.T^{-1}$) des particules fonction de leur diamètre équivalent D (L) dans l'air sans perturbation. Si R est exprimée en $[mm.h^{-1}]$, $N(D)$ en $[m^{-3}]$, D en $[mm]$ et $v(D)$ en $[m.s^{-1}]$, alors $C_R = 3,6.10^{-3}$. Une relation entre la vitesse de chute des particules et le diamètre D a été proposée par Atlas et Ulbrich (1977) selon une expression en puissance : $v(D) = v_0 D^\gamma$. Les coefficients prennent les valeurs $v_0 = 3.778 \text{ m.s}^{-1}.mm^{-\gamma}$ et $\gamma = 0.67$ au niveau de la mer. En altitude, une correction sur v_0 est proposée avec un terme $\left(\frac{\rho_0}{\rho}\right)^\chi$, où ρ_0 et ρ sont respectivement la densité de l'air au niveau de la mer et à l'altitude considérée, et χ un exposant qui prend ses valeurs dans l'intervalle $[0.4 - 0.5]$ en fonction de la taille des particules (Foote et duToit 1969 ; Beard 1985). Si R est exprimée en $[mm.h^{-1}]$, D en $[mm]$, v en $[m.s^{-1}]$ et si on s'appuie sur la relation de Atlas et Ulbrich, on obtient l'expression suivante pour l'intensité au sol :

$$R = 3,78\pi 0,6.10^{-3} \int_{\Omega_D} D^{3,67} N(D) dD \quad (7.16)$$

L'intensité au sol est alors proportionnelle au moment d'ordre 3.67 de la DGP.

La relation qui lie le facteur de réflectivité issu de la mesure par radar Z avec l'intensité de pluie R , grandeur d'intérêt pour l'hydrologue, est souvent représentée sous forme d'une relation puissance. Un préfacteur a et un exposant b dépendent du type de précipitations (Battan, 1973) :

$$Z = aR^b \quad (7.17)$$

Cette relation, ainsi que les moments et leurs relations, peut être décrite dans le cadre d'une paramétrisation de la DGP qui s'écrit comme un formalisme d'échelle.

7.6 Paramétrisation et formalisme d'échelle de la DGP

Une formulation analytique est intéressante pour décrire la distribution des particules dans l'atmosphère à des fins de modélisation, ou pour décrire des relations entre variables liées aux précipitations. Différentes formulations analytiques de la DGP ont été proposées dans la littérature, reproduisant avec plus ou moins de succès les observations. Sempere Torres et al. (1994, 1998) ont démontré que ces formulations sont les déclinaisons d'un formalisme s'écrivant comme une loi d'échelle.

7.6.1 définitions

Dans le cadre de l'approximation de Rayleigh, le formalisme d'échelle suppose la DGP fonction (i) du diamètre des particules et (ii) d'un moment de référence : M_{ref} . Elle s'écrit sous la forme d'une fonction $g_{M_{ref}}$ et à l'aide de deux facteurs $\alpha_{M_{ref}}$ et $\beta_{M_{ref}}$ relatifs au moment de référence :

$$N(D, M_{ref}) = M_{ref}^{\alpha_{M_{ref}}} g_{M_{ref}} \left(\frac{D}{M_{ref}^{\beta_{M_{ref}}}} \right) \quad (7.18)$$

Par changement de variable où D devient $x = DM_{ref}^{-\beta_{M_{ref}}}$, ce formalisme permet de synthétiser différents spectres de diamètres mesurés.

Parmi les moments de la DGP, nous développons ce formalisme en prenant le facteur de réflectivité radar Z comme moment de référence. Cela est utile à la modélisation présentée au chapitre 8. Nous renvoyons le lecteur aux travaux de Sempere-Torres et al. (1994, 1998) et Uijlenhoet et al. (2003) pour un développement avec l'intensité R comme moment de référence. La DGP s'écrit alors :

$$N(D, Z) = Z^{\alpha_Z} g_Z (DZ^{-\beta_Z}) \quad (7.19)$$

- $N(D, Z)$ (dimension L^{-4}) est la DGP, fonction du diamètre des particules D et du facteur de réflectivité Z ;
- α_Z et β_Z (sans dimension) sont les facteurs d'échelle. Ils sont indicés « Z » car le facteur de réflectivité est le moment de référence. Ils seraient caractéristiques du type de pluie ;
- g_Z est la DGP normalisée. Elle est fonction du diamètre normalisé des particules précipitantes $x = D.Z^{-\beta}$. Sa forme est indépendante du facteur de réflectivité. En

prenant $Z = 1 \text{ mm}^{-6} \cdot \text{m}^{-3}$, la DGP s'écrit $N(D,1) = g_Z(D)$; cela montre que $g_Z(x)$ est la DGP équivalente (normalisée) à un facteur de réflectivité unitaire.

7.6.2 contraintes d'autoconsistance

Les contraintes d'autoconsistance garantissent la conservation du facteur de réflectivité Z pour toute paramétrisation de la DGP. En substituant l'expression de $N(D, Z)$ (équation 7.19) dans l'expression du moment d'ordre 6 (équation 7.11), nous obtenons les contraintes d'autoconsistance :

$$Z = \int_{\Omega_D} Z^{\alpha_Z} g_Z(DZ^{-\beta_Z}) D^6 dD \quad (7.20)$$

En effectuant le changement de variable $x = Z^{-\beta_Z} D$, il vient :

$$Z = Z^{\alpha_Z + 7\beta_Z} \int_{\Omega_D} x^6 g_Z(x) dx \quad (7.21)$$

L'autoconsistance implique les relations suivantes :

$$\begin{cases} \alpha_Z + 7\beta_Z = 1 \\ \int_{\Omega_D} x^6 g_Z(x) dx = 1 \end{cases} \quad (7.22)$$

g_Z doit vérifier une relation intégrale, et les paramètres d'échelle sont liés. Le nombre de degrés de liberté de la formulation est abaissé de 2. Cela réduit le nombre de paramètres à caler en vue d'une détermination de la DGP à partir de données expérimentales.

7.6.3 expression d'un moment de la DGP

On montre que le moment d'ordre n de la DGP (M_n) s'écrit en fonction des paramètres α_Z et β_Z et de la fonction g_Z . En substituant l'expression de $N(D, Z)$ (équation 7.19) dans l'expression du moment d'ordre n (équation 7.1), nous obtenons :

$$M_n = \int_{\Omega_D} Z^{\alpha_Z} g_Z(Z^{-\beta_Z} D) D^n dD$$

avec $x = Z^{-\beta_Z} D$

$$M_n = \left[\int_{\Omega_D} x^n g_Z(x) dx \right] Z^{\alpha_Z + (n+1)\beta_Z} \quad (7.23)$$

Le moment d'ordre n suit une loi puissance en fonction du facteur de réflectivité Z ,

- de préfacteur $\int_{\Omega_D} x^n g_Z(x) dx$

- d'exposant $\alpha_z + (n+1)\beta_z$ (7.24)

7.6.4 relations entre variables intégrales de la pluie

Le formalisme d'échelle présente un intérêt pour établir des relations entre variables liées aux précipitations. Il conduit à des relations de type puissance entre moments de la DGP. En météorologie radar, une des plus intéressantes relations est la relation Z-R (équation 7.17).

En reprenant l'expression de l'intensité R (équation 7.16) et en y appliquant le changement de variable $x = D.Z^{-\beta_z}$, nous obtenons une expression de R dépendant de Z selon une loi puissance :

$$R = 3,78\pi 0,610^{-3} Z^{\alpha_z + 4,67\beta_z} \int_{\Omega_D} x^{3,67} g_z(x) dx \quad (7.25)$$

Les paramètres de la loi Z-R ont pour expression :

$$b = (\alpha_z + 4,67\beta_z)^{-1}$$

$$a = \left(3,78\pi 0,610^{-3} \int_{\Omega_D} x^{3,67} g_z(x) dx \right)^{-b} \quad (7.26)$$

Le préfacteur de la relation Z-R est déterminé par la DGP normalisée, et l'exposant s'écrit comme une combinaison des facteurs d'échelle. Les relations d'autoconsistance réduisent le nombre de paramètres à caler en vue d'une détermination de la relation Z-R à partir de données expérimentales.

7.6.5 formulations analytiques classiques de la DGP

Parmi les principales formulations analytiques de la DGP depuis les travaux de Marshall et Palmer en 1948, on trouve le modèle gamma (Ulbrich 1983 ; Tokay et Short 1996 ; Ulbrich et Atlas 1998) qui est une paramétrisation assez répandue :

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\Lambda D) \quad (7.27)$$

- N_0 est le paramètre d'interception, exprimé en $[\text{mm}^{-(1+\mu)}.\text{m}^{-3}]$;
- μ est le facteur de forme de la distribution ;
- Λ correspond à la pente de la distribution, exprimé en $[\text{mm}^{-1}]$.

Cette paramétrisation se réduit à la forme exponentielle (Marshall et Palmer, 1948 ; Waldvogel 1974 ; Carbone et Nelson, 1978 ; Joss et Gori, 1978) pour $\mu = 0$.

La DGP normalisée prend la forme :

$$g_z(x) = K_z x^\mu \exp(-\lambda_z x) \quad (7.28)$$

K_z et λ_z sont les paramètres de la distribution normalisée. Pour que g_z soit une description admissible de la DGP, elle doit vérifier les relations d'autoconsistance. En combinant les équations 7.22 et 7.28, les relations d'autoconsistance s'écrivent :

$$\begin{cases} \alpha_z + 7\beta_z = 1 \\ K_z = \frac{\lambda_z^{7+\mu}}{\Gamma(7+\mu)} \end{cases} \quad (7.29)$$

L'autoconsistance de la DGP requiert une liaison entre β_z et α_z , et entre λ_z et K_z . Une expression de la DGP gamma s'obtient en combinant les relations 7.29, 7.28 et 7.19 :

$$N(D, Z) = \frac{\lambda_z^{7+\mu}}{\Gamma(7+\mu)} Z^{1-(7+\mu)\beta_z} D^\mu \exp\left(-\frac{\lambda_z}{Z^{\beta_z}} D\right) \quad (7.30)$$

7.6.6 synthèse

La formulation d'échelle fait dépendre la DGP (i) du diamètre des particules et (ii) d'une variable de référence. Cette dernière est à choisir parmi les moments de la DGP en fonction des objectifs de modélisation. La formulation s'affranchit de toute forme a priori de la DGP. Elle établit un cadre général pour le traitement de la DGP et de ses propriétés. L'agrégation de différents spectres mesurés en une distribution normalisée permet un ajustement statistiquement plus robuste d'une paramétrisation sur les observations. Elle synthétise l'expression des moments et conduit à des relations de type puissance entre eux. L'autoconsistance de la paramétrisation de la DGP est respectée (i) dans les formulations de ses variables intégrales (qui sont les variables de travail en météorologie radar) et (ii) dans les relations entre ces variables.

Le champ pluvieux est un système dynamique qui contrôle l'évolution de la granulométrie des hydrométéores. La variabilité spatiale et temporelle de la DGP est gouvernée par la variabilité correspondante du moment de référence.

7.7 Conclusion

Dans la continuité de l’approche développée dans le chapitre 5, nous proposons de renforcer la signification et la cohérence physique du PVR identifié. Une approche d’identification à base physique nous conduit à repenser le modèle m , la méthode de résolution et la définition de l’information a priori, tandis que la définition des rapports de réflectivité est conservée. Il s’agit particulièrement de remplacer les contraintes statistiques initiales de l’algorithme par des contraintes plus physiques.

Cette approche à base physique entre dans le cadre d’une conceptualisation de la colonne précipitante, et elle est complétée par un formalisme d’échelle pour la description de la granulométrie des précipitations. Nous apportons des détails dans le chapitre suivant.

Chapitre 8

Un modèle de Profil Vertical de Réflectivité à base physique

Sommaire

8.1	Introduction	172
8.2	Définition générale du modèle	172
8.2.1	les hydrométéores de la colonne précipitante	173
8.2.2	calcul du facteur de réflectivité équivalent et du PVR.....	175
8.3	La zone supérieure : phase solide.....	176
8.3.1	composition	176
8.3.2	distribution granulométrique des particules	177
8.3.3	paramètres	177
8.4	La zone de mélange.....	178
8.4.1	composition	179
8.4.2	distribution granulométrique des particules	179
8.4.3	paramètres	179
8.5	La zone inférieure : phase liquide	180
8.5.1	composition	181
8.5.2	distribution granulométrique : deux paramétrages possibles	181
8.5.3	distribution granulométrique : hypothèses sur les paramètres d'échelle.....	182
8.6	Résumé du modèle et adaptation à l'identification de PVR.....	183
8.6.1	représentation d'un PVR physique.....	183
8.6.2	contrainte sur la norme du PVR physique.....	187
8.7	Formes autorisées de PVR	187
8.7.1	altitudes caractéristiques	188
8.7.2	composition des particules glacées ou mélangées.....	189
8.7.3	zone inférieure.....	190
8.7.4	souplesse de reproduction du PVR par le modèle.....	191
8.7.4.1	cas particulier : microphysique chaude	191
8.7.4.2	cas convectif.....	191
8.8	Conclusion.....	191

8.1 Introduction

La nouvelle approche d'identification du PVR s'appuie sur un modèle de PVR à base physique développé par Boudevillain et Andrieu (2003). Ce modèle décrit une colonne précipitante de l'atmosphère (paragraphe 8.2). A partir d'une représentation des hydrométéores, il effectue le calcul explicite du facteur de réflectivité en fonction de l'altitude (PVRnn), et en extrait le PVR associé. Dans un cas général, la colonne est partitionnée en une zone supérieure (paragraphe 8.3), une zone de mélange (paragraphe 8.4) et une zone inférieure (paragraphe 8.5). Un exemple de PVR modélisé est donné dans le paragraphe 8.6. Nous discuterons des formes de PVR autorisées par le modèle au paragraphe 8.7.

8.2 Définition générale du modèle

Le modèle de PVR (noté Φ) calcule un PVRnn à partir des profils verticaux de :

- la température de l'air. Ce profil contribue à localiser la zone supérieure (phase glacée) par rapport à la zone de mélange et la zone inférieure (eau liquide). Le profil de phase associé est noté ϕ_p ;
- la distribution granulométrique des hydrométéores. Ce profil est noté ϕ_{dgp} ;
- le type et la composition des hydrométéores. Ces informations permettent de définir leurs propriétés rétro-diffusantes. Dans le modèle, la composition des hydrométéores est très liée à leur masse volumique. Ce profil vertical est noté ϕ_c .

Le PVRnn est ensuite normé.

La figure 8.1 présente le modèle de manière synthétique.

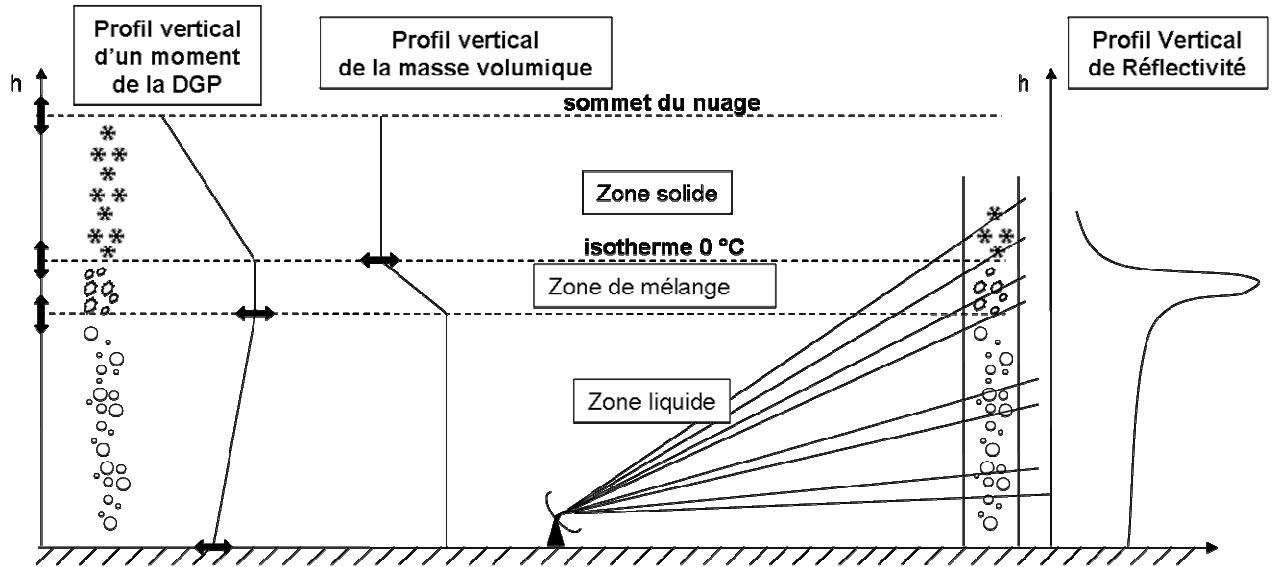


Figure 8.1 - schéma général du modèle à base microphysique (l'exemple du cas stratiforme est représentatif). L'atmosphère est compartimentée en trois zones de phase distinctes. Les profils verticaux de la DGP et de la masse volumique des hydrométéores sont les entrées d'un modèle de calcul du Profil Vertical de Réflectivité. La DGP est supposée évoluer dans les zones liquide et solide, mais elle est supposée constante dans la zone de mélange. La composition (liée à la masse volumique) des particules est constante dans les zones liquide et solide mais varie dans la zone de mélange. Les flèches noires indiquent les paramètres du modèle : (i) les paramètres d'altitude, qui définissent les trois zones, (ii) les paramètres relatifs aux variations de la DGP et (iii) le paramètre relatif à la masse volumique des particules en phase solide.

8.2.1 les hydrométéores de la colonne précipitante

Trois types de particules d'eau sont distinguées selon la phase ϕ_p (figures 7.1 et 8.1) : l'eau liquide (zone inférieure), solide (zone supérieure) et fondante (zone de mélange). Dans les zones solides et de mélange, les particules sont hétérogènes. Elles sont composées de glace et d'air dans la zone solide, de glace, d'air et d'eau liquide dans la zone de mélange. Les conditions météorologiques sont prises en compte avec le profil de température qui décroît avec l'altitude h en suivant une adiabatique saturée depuis l'isotherme 0 °C.

Les particules en phase liquide ont des propriétés de rétrodiffusion bien définies. Les particules hétérogènes sont considérées selon un schéma de « matrice-inclusions » selon

Klaassen (1988), Hardaker et al. (1995), Borga et al. (1997) et Boudevillain et Andrieu (2003) pour définir leur composition et leur propriétés de rétrodiffusion.

Dans la zone solide et la zone de mélange, la granulométrie ϕ_{dgp} est définie par référence à la zone liquide. Cela permet de travailler en diamètre équivalent liquide des particules, dans un intervalle de variation Ω_D constant. Le diamètre d'une particule précipitante D est exprimé au moyen de sa masse volumique ρ_h , de la masse volumique de l'eau en phase liquide $\rho_l = 1000 \text{ kg.m}^{-3}$ et du diamètre de la particule d'eau liquide équivalente D_l (Borga et al., 1997) :

$$D = D_l \left(\frac{\rho_l}{\rho_h} \right)^{1/3} \quad (8.1)$$

La distribution des particules est choisie de type gamma (section 7.6.5). Ce paramétrage est souvent utilisée dans les modèles atmosphériques et semble adaptée au contexte cévenol (Chapon, 2008). Dans le cadre du formalisme d'échelle avec le facteur de réflectivité Z choisi comme moment de référence (paragraphe 7.6), nous définissons $N(D, Z, h)$ comme le nombre de particules précipitantes dont le diamètre équivalent est compris entre D et $D + dD$ par unité de volume à l'altitude h . Classiquement écrite avec N_0 , Λ et μ (équation 7.27), son expression est reformulée avec deux moments plus adaptés au problème. Nous choisissons le nombre de concentration N_t et le diamètre volumique moyen D_0 . En définissant un effectif et un diamètre caractéristique de la population de particules, ces variables permettent une interprétation de la DGP physiquement plus accessible.

$N(D, Z, h)$ est rappelée dans l'expression 8.2 ci-dessous.

$$N(D, Z, h) = \frac{N_t(Z, h)}{\Gamma(1 + \mu(h))} \left(\frac{4 + \mu(h)}{D_0(Z, h)} \right)^{1 + \mu(h)} D^{\mu(h)} \exp \left(- \frac{4 + \mu(h)}{D_0(Z, h)} D \right)$$

avec
$$\begin{cases} N_t(Z, h) = \frac{N_0(Z, h)}{\Lambda(Z, h)^{1 + \mu(h)}} \Gamma(1 + \mu(h)) \\ D_0(Z, h) = \frac{4 + \mu(h)}{\Lambda(Z, h)} \end{cases} \quad (8.2)$$

Les variations verticales de la DGP sont contrôlées par les profils de N_t de D_0 et de μ . L'évolution de la granulométrie en fonction de l'altitude n'est pas encore parfaitement connue, et le radar peut échantillonner l'atmosphère sur des intervalles d'altitude conséquents (kilométriques). Cela impose de modéliser l'évolution verticale des moments et de μ .

Les profils des moments de la DGP sont supposés suivre des lois paramétrées (linéaire...) simples à l'intérieur d'un compartiment donné. Ce choix de modèle semble approprié à la réalité physique et métrologique du problème. Nous ne disposons pas d'information relative à l'évolution verticale du paramètre de forme μ . Sa constance à l'intérieur d'une zone monophasique est une hypothèse courante en modélisation atmosphérique (il est d'ailleurs souvent supposé nul). Nous la reprenons dans le cadre de cette approche préliminaire à l'étude du PVR physique. Afin d'assurer la continuité de la DGP d'un compartiment à l'autre, μ est par extension supposé constant dans la colonne atmosphérique.

8.2.2 calcul du facteur de réflectivité équivalent et du PVR

L'échantillonnage du radar est reproduit avec le calcul du facteur de réflectivité équivalent Z_ϕ à partir de la granulométrie selon le modèle général de diffusion de Mie (équations 7.7 et 7.13). Ce choix est plus adapté au cas éventuel de particules précipitantes sortant du domaine d'application de Rayleigh (en particulier dans la couche de mélange). La section efficace de rétrodiffusion des particules σ_M , ainsi que le facteur diélectrique des hydrométéores $|K|^2$, dépendant de l'indice complexe de réfraction m_0 , sont explicitement calculés.

Compte tenu des hypothèses effectuées, le facteur de réflectivité radar équivalent s'obtient par combinaison des équations 7.14 et 8.2 :

$$Z_\phi(h) = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_e(h)|^2} \frac{Nt(Z, h)}{\Gamma(1 + \mu(h))} \left(\frac{4 + \mu(h)}{D_0(Z, h)} \right)^{1 + \mu(h)} \int_{\Omega_D} \sigma_M(D, \lambda, m_0(h)) D^{\mu(h)} \exp\left(-\frac{4 + \mu(h)}{D_0(Z, h)} D\right) dD \quad (8.3)$$

Le PVR physique z_ϕ en est extrait par normalisation avec le facteur de réflectivité calculé au niveau de référence h_0 (proche du sol) :

$$z_\phi(h) = \frac{Z_\phi(h)}{Z_\phi(h_0)} \quad (8.4)$$

Le modèle de PVR Φ se base ainsi sur une représentation simple des variations des caractéristiques $(\phi_p(h), \phi_c(h), \phi_{dgp}(h))$ pour le calcul d'un Profil Vertical de Réflectivité :

$$z_\phi(h) = \Phi(\phi_p(h), \phi_c(h), \phi_{dgp}(h)) \quad (8.5)$$

Trois paramètres d'altitude délimitent les trois zones supérieure, zone de mélange et zone inférieure :

- le sommet du nuage précipitant. Il est noté S ;

- le sommet de la zone de mélange. Il est noté H . Dans le modèle, ce paramètre correspond aussi à l'altitude de l'isotherme 0°C ;
- l'épaisseur de la zone de mélange, notée M .

L'assimilation de H à l'isotherme 0°C est discutable. En situation stratiforme, les hydrométéores glacés commencent à fondre au passage de l'isotherme 0°C . L'altitude de l'isotherme 0°C correspond donc bien au sommet de la zone de mélange. Néanmoins en situation convective, la zone de mélange peut s'étendre de part et d'autre de l'isotherme 0°C . L'assimilation de H à l'isotherme 0°C n'est donc certainement pas valide dans ce cas. Ce défaut de représentation du modèle n'est cependant pas pénalisant dans le contexte de son utilisation.

Nous détaillons dans les trois suivantes le paramétrage du modèle Φ par zone.

8.3 La zone supérieure : phase solide

La zone supérieure est définie entre l'altitude H et le sommet du nuage précipitant S . Les hydrométéores sont considérés formés par une matrice de glace contenant des inclusions d'air.

8.3.1 composition

La masse volumique des hydrométéores est fonction de leur type et de leur composition (neige, grésil...). Elle est paramétrée par un facteur de masse volumique empirique introduit par Klaassen (1988), appelé facteur de densité ou degré de givrage (Dg) par la suite :

$$\rho(h) = \rho_{s,\min}^{1-Dg} \rho_{s,\max}^{Dg} \text{ avec } \rho_{s,\min} = 5 \text{ et } \rho_{s,\max} = 900 \text{ kg.m}^{-3} \quad (8.6)$$

$\rho_{s,\min}$ et $\rho_{s,\max}$ sont des valeurs extrêmes de masse volumique de l'eau sous forme solide. Dg varie théoriquement entre 0 (pour la neige sèche) pour et 1 (pour la grêle). C'est un paramètre d'entrée du modèle. Il est supposé constant dans toute la zone solide et la zone de mélange (il n'intervient pas dans la zone liquide). Il contrôle le profil vertical de masse volumique.

La composition des particules - en particulier des particules hétérogènes - est reliée à leur masse volumique. Elle sert au calcul de l'indice complexe de réfraction, selon la méthode « matrice-inclusions ». L'indice intervient ensuite dans le facteur diélectrique $|K|^2$ et la section efficace de rétrodiffusion des particules, et finalement dans le facteur de réflectivité radar équivalent (Boudevillain et Andrieu 2003).

8.3.2 distribution granulométrique des particules

L'évolution verticale de la granulométrie en phase glace est assez peu connue. Elle semble être dépendante de la température (Fabry et Zawadzki, 1995 ; Field et al., 2005). Entre le sommet du nuage précipitant et la zone de mélange, la multiplication et la croissance des particules vers le bas implique une augmentation de N_t et D_0 , que l'on supposera linéaire. A l'altitude du sommet des précipitations, N_t et D_0 sont supposés tendre vers des valeurs très faibles (10 m^{-3} pour N_t , et 0.1 mm en diamètre liquide équivalent pour D_0).

8.3.3 paramètres

Nous supposons que les profils de N_t et D_0 évoluent de façon linéaire dans la zone supérieure, avec :

$$\begin{aligned} N_t(Z, h) &= N_{tm}(Z) + \frac{10 - N_{tm}(Z)}{S - H}(h - H) \\ D_0(Z, h) &= D_{0m}(Z) + \frac{0.1 - D_{0m}(Z)}{S - H}(h - H) \end{aligned} \quad \text{pour } H \leq h \leq S \quad (8.7)$$

Deux nouveaux paramètres sont introduits : N_{tm} et D_{0m} . Ils sont respectivement le nombre de concentration et le diamètre volumique moyen dans la zone de mélange.

Avec la granulométrie, le facteur de densité Dg fait évoluer la description des particules (et le facteur de réflectivité équivalent) dans la zone supérieure.

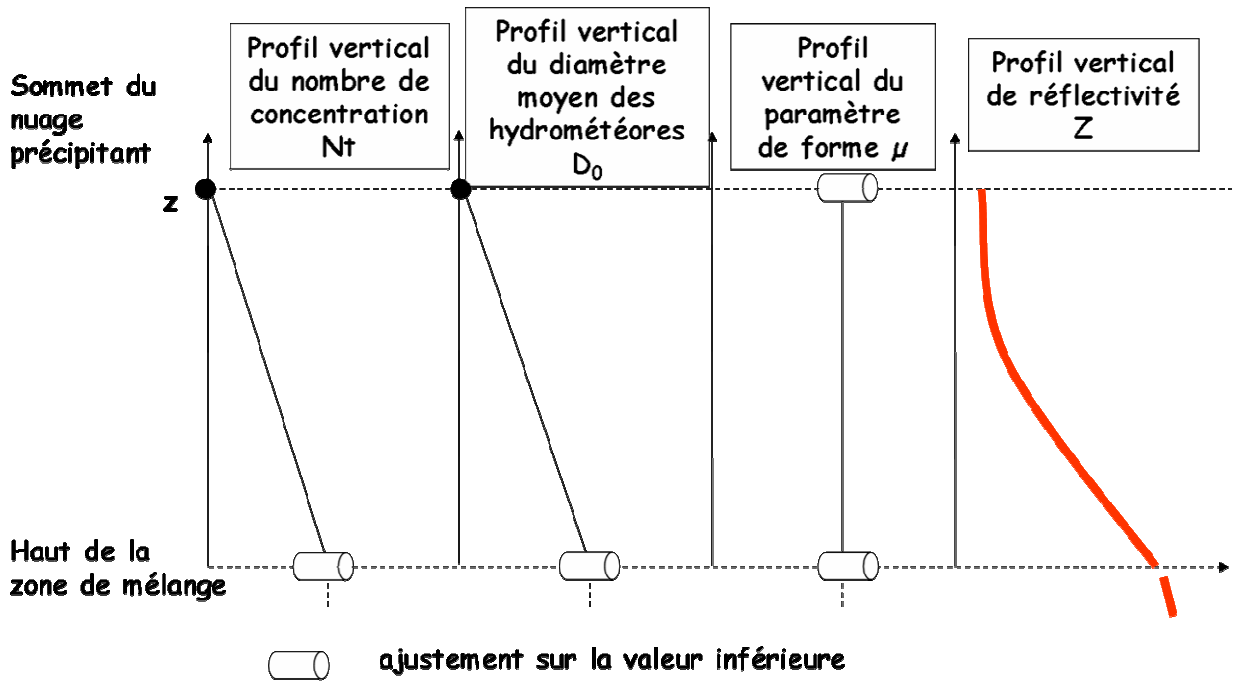


Figure 8.2 - paramétrage de la DGP dans la couche solide.

8.4 La zone de mélange

La zone de mélange a des propriétés spécifiques. Sa limite supérieure est l'altitude du sommet de la zone de mélange (H) ; elle est aussi définie par son épaisseur (M). C'est une zone de transition dans laquelle les propriétés de rétrodiffusion des particules évoluent très rapidement.

Un modèle de réflectivité pour une zone de mélange est généralement composé de deux modèles fonctionnant de paire : un modèle de mélange et un modèle de diffusion électromagnétique. Le modèle de mélange décrit l'environnement physique des particules (température, vitesse de fonte, granulométrie, vitesse de chute des hydrométéores...). Le modèle de diffusion décrit les propriétés rétrodiffusantes des hydrométéores en fonction de leur taille, de la proportion de glace fondue, de la masse volumique des phases en présence, et de la longueur d'onde du radar. Pour une description détaillée de cette zone et de sa modélisation, le lecteur intéressé peut se rapporter aux travaux de Klaassen (1988), Fabry et Zawadzki (1995), Borga et al. (1997), Szyrmer et Zawadzki (1999), Fabry et Szyrmer (1999), Zawadzki et al. (2005).

Le modèle employé s'appuie sur les travaux d'Hardaker et al. (1995) et de Borga et al. (1997). Dans la zone de mélange, les hydrométéores sont composés d'eau liquide avec des inclusions de glace, elles-mêmes considérées comme des mélanges de glace et d'inclusions

d'air. L'évolution de la composition et des propriétés rétrodiffusantes des particules contribuent aux variations rapides du facteur de réflectivité équivalent.

8.4.1 composition

A l'altitude H , la composition des hydrométéores (glace et air) est déterminé par Dg . Plus bas, le mélange est caractérisé par une fraction massique d'eau fondue significative de la fonte des hydrométéores. Elle décrit la répartition des fractions d'air, en phase glace et en phase liquide dans les particules. La fraction massique d'eau fondue est nulle à l'altitude H et égale à 1 à l'altitude $H - M$. Elle évolue selon une fonction sinus entre les deux altitudes d'après les travaux de Russchenberg et al. (1993).

La fraction massique d'eau fondue agit sur la masse volumique des particules en fusion (Borga et al., 1997), ainsi sur les propriétés optiques des hydrométéores. La méthode de « matrice-inclusion » pour le calcul de l'indice complexe de réfraction est appliqué selon un processus en deux étapes (Boudevillain et Andrieu, 2003).

8.4.2 distribution granulométrique des particules

Nous faisons l'hypothèse que le profil vertical de DGP est constant dans la zone de mélange. La continuité de la DGP entre eau solide et en fusion (altitude H) ou encore entre eau en fusion et liquide (altitude $H - M$) est assurée par une hypothèse de correspondance « une à une » entre les particules solides et les gouttes liquides (Borga et al., 1997).

8.4.3 paramètres

La granulométrie étant supposée constante, le facteur de densité Dg est le seul paramètre d'entrée de Φ qui fait évoluer le facteur de réflectivité dans la zone de mélange. En contrôlant la composition des hydrométéores à l'altitude H , il détermine l'évolution de la composition et des propriétés optiques des hydrométéores à travers la fraction massique d'eau fondue. L'expression du profil de N_t et D_0 en fonction de l'altitude dans la zone de mélange s'écrit comme suit :

$$\begin{aligned} N_t(Z, h) &= N_{tm}(Z) \\ D_0(Z, h) &= D_{0m}(Z) \end{aligned} \quad \text{pour } H - M \leq h \leq H \quad (8.8)$$

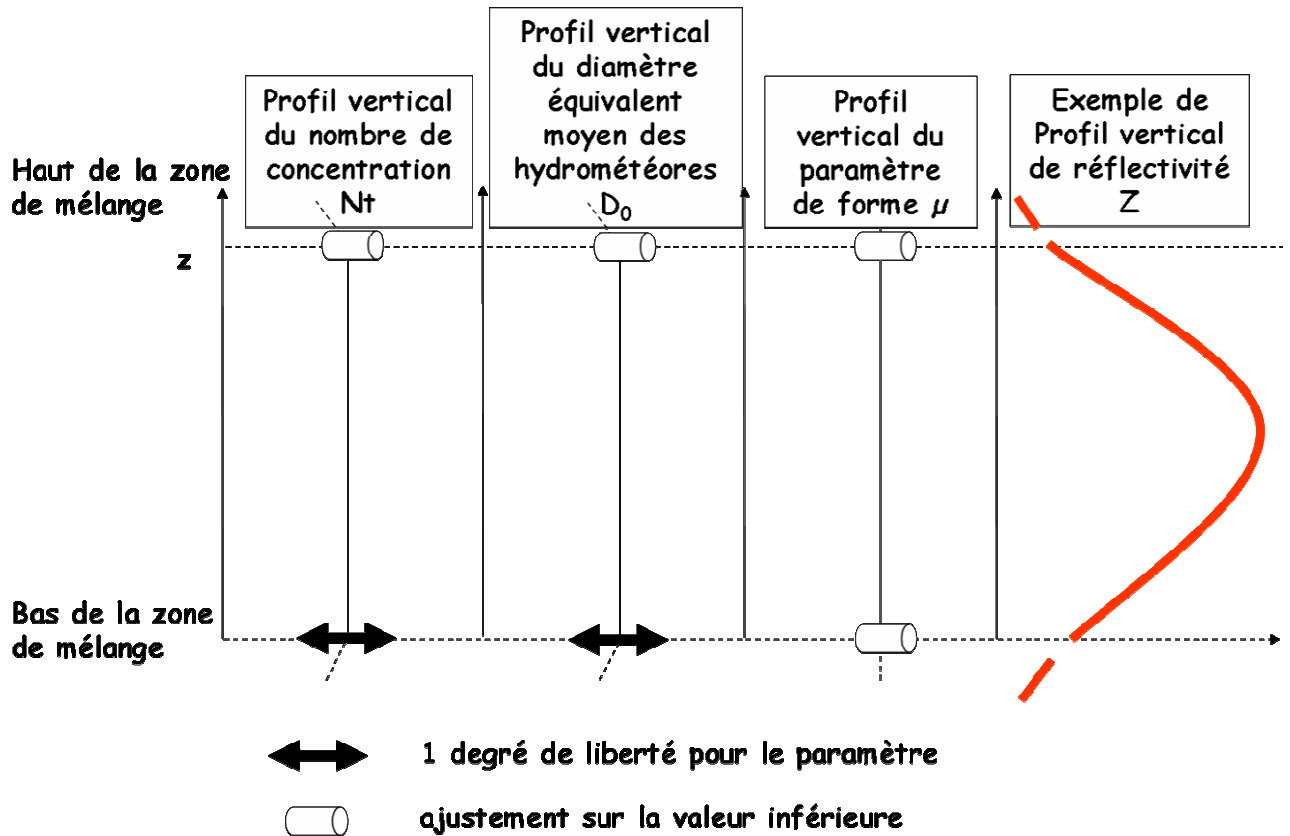


Figure 8.3 - paramétrage de la DGP dans la zone de mélange. L'évolution du facteur de réflectivité dépend de la composition et des propriétés de rétrodiffusion des hydrométéores.

Fabry et Szyrmer (1999) discutent de la dépendance des propriétés de rétrodiffusion des particules fondantes selon leur modèle de structure. Ils montrent que les modèles donnant les meilleurs résultats par rapport aux observations sont ceux qui représentent le mieux la constitution microphysique réelle des flocons de neige fondante. Ces modèles sont néanmoins les plus complexes, et introduisent des paramètres supplémentaires que nous n'avons pas jugés utile de prendre en compte dans cette version du modèle de PVR.

8.5 La zone inférieure : phase liquide

La zone inférieure est définie entre le niveau de référence h_0 du PVR et le bas de la zone de mélange (altitude $H - M$). Elle contient des hydrométéores en phase liquide, et les variations du facteur de réflectivité dépendent principalement de l'évolution de la DGP. Nous considérons l'approximation de Rayleigh valable dans la zone liquide ; nous ne l'utilisons pas dans le calcul de Z_ϕ , mais elle autorise la description de la DGP avec le formalisme d'échelle. Deux approches de modélisation du PVR pour cette zone sont possibles.

8.5.1 composition

La masse volumique des hydrométéores dans la zone inférieure est constante et égale à 1000 kg.m^{-3} . La variation de leur indice complexe de réfraction est faible, et le facteur diélectrique des gouttes d'eau vaut environ 0.93.

8.5.2 distribution granulométrique : deux paramétrages possibles

Nous avons considéré deux paramétrages différents dans la zone liquide. Par analogie à la zone supérieure et dans la continuité de Boudevillain et Andrieu (2003), une approche consiste à modéliser les profils de moments de la DGP. Cinq paramètres décriraient l'évolution de la DGP via des profils linéaires pour N_t et D_0 :

- le diamètre volumique moyen en h_0 , noté D_{0s} ;
- le nombre de concentration en h_0 , noté N_{ts} ;
- le diamètre volumique moyen dans la zone de mélange (D_{0m}) ;
- le nombre de concentration dans la zone de mélange (N_{tm}) ;
- le paramètre de forme μ .

L'expression des profils de N_t et D_0 en fonction de l'altitude dans la zone inférieure s'écrit comme suit :

$$\begin{cases} N_t(Z, h) = N_{ts}(Z) + \frac{N_{tm}(Z) - N_{ts}(Z)}{H - M - h_0} (h - h_0) \\ D_0(Z, h) = D_{0s}(Z) + \frac{D_{0m}(Z) - D_{0s}(Z)}{(H - M - h_0)} (h - h_0) \text{ pour } h_0 \leq h \leq H - M \end{cases} \quad (8.9)$$

$$\begin{cases} N_{ts} = N_t(Z, h_0) \\ D_{0s} = D_0(Z, h_0) \end{cases}$$

En considérant l'équation de Rayleigh pour le facteur de réflectivité,

$$Z_\phi(h) = N_t(Z, h) \frac{\Gamma(7 + \mu)}{\Gamma(1 + \mu)} \left(\frac{D_0(Z, h)}{4 + \mu} \right)^6 \quad (8.10)$$

une formulation simplifiée du PVR dans la zone inférieure s'écrit :

$$z_\phi(h) = \frac{Z_\phi(h)}{Z_\phi(h_0)} = \left(\frac{N_t(Z, h)}{N_t(Z, h_0)} \right) \left(\frac{D_0(Z, h)}{D_0(Z, h_0)} \right)^6 \quad (8.11)$$

Cette formulation possède cependant des limites. Nous constatons par expérience que les profils verticaux de N_t et D_0 ont une influence voisine sur le PVR. Bien que N_t et D_0 ne sont pas liés à Z par la même puissance, le produit les rend difficilement dissociables, même sous hypothèse forte sur leur profil vertical (en l'occurrence, profil linéaire). Cela est illustré dans le paragraphe 8.7. Sous l'objectif d'identification du PVR, cette formulation, qui a été testée, se révèle inapproprié car surparamétrée. Nous proposons donc dans le paragraphe suivant une formulation plus adaptée au problème, basée sur le formalisme d'échelle de la granulométrie.

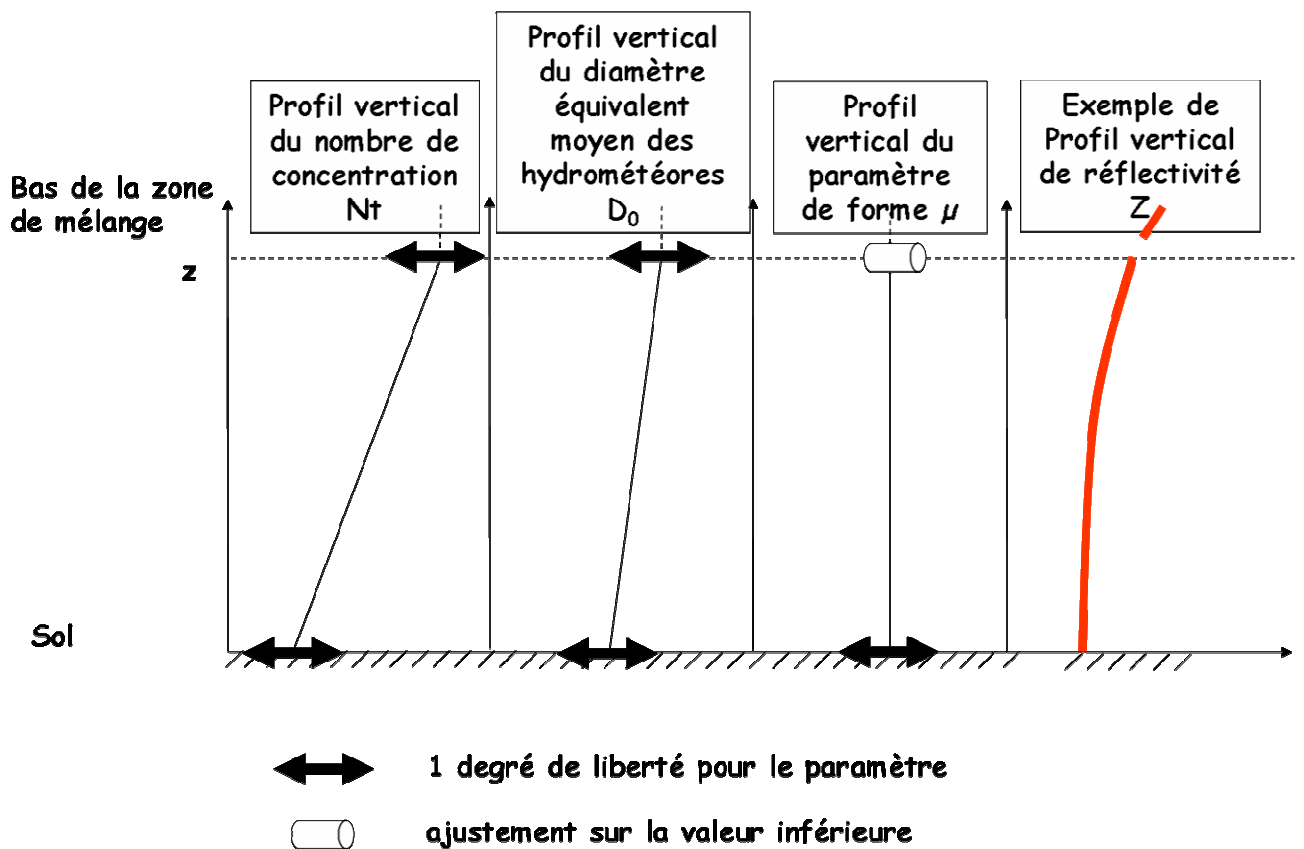


Figure 8.4 – premier paramétrage de la DGP dans la zone liquide.

8.5.3 distribution granulométrique : hypothèses sur les paramètres d'échelle

Il s'agit de paramétrer directement le profil de Z_ϕ dans la zone liquide :

- $Z_\phi(h_0) = Z_0$ est la valeur du facteur de réflectivité radar en h_0 ;

- Z_m est la valeur du facteur de réflectivité au bas de la zone de mélange.

Le profil pour le facteur de réflectivité radar est supposé linéaire :

$$Z(h) = Z_0 + \frac{Z_m - Z_0}{(H - M - h_0)}(h - h_0) \text{ pour } h_0 \leq h \leq H - M \quad (8.12)$$

En supposant la loi d'échelle invariante dans la zone liquide, la connaissance de λ_z , β_z et μ permet de définir la DGP à toute altitude dans la zone inférieure (équation 7.30). Cela peut particulièrement s'appliquer en h_0 avec le moment de référence Z_0 , et à l'altitude $H - M$ (bas de la zone de mélange) avec Z_m . On s'appuie sur un modèle saisonnier de DGP cévenole établi par Chapon en 2006 : $\beta_z = 1.42 \cdot 10^{-1}$, $\lambda_z = 13.54$ et $\mu = 2.55$.

Cette formulation est analogue à la précédente : toutes deux assurent la cohérence entre les moments à toute altitude, et sont basées sur des hypothèses fortes (sur les profils de moments pour la première, sur les profils de paramètres d'échelle pour la seconde). Cette formulation est cependant plus adaptée à l'identification du PVR car moins paramétrée (identification du profil vertical d'un moment de la DGP au lieu de deux). Elle assure la définition de la granulométrie dans la zone de mélange et la zone supérieure, qui est nécessaire au calcul du PVR. C'est celle que nous retenons par la suite.

8.6 Résumé du modèle et adaptation à l'identification de PVR

Dans ce paragraphe, nous donnons une synthèse descriptive du modèle Φ . Au total, une colonne précipitante est définie avec 7 paramètres d'entrée (voir tableau 8.1). Ces paramètres ont des domaines de définition bornés selon des considérations physiques.

8.6.1 représentation d'un PVR physique

Nous illustrons la suite de la présentation en proposant des intervalles de variation des paramètres.

- le sommet du nuage précipitant est limité à la tropopause (environ 12 km d'altitude) ;
- la zone de mélange peut s'étendre jusqu'au sol. Son altitude maximum est incertaine. En cas de convection, le paramètre H peut servir à représenter la limite supérieure de la zone de mélange. Nous choisissons un intervalle de variation pour H de [0-12] km d'altitude ;

- les travaux de Steiner et al. (2004) donnent des ordres de grandeurs pour le nombre de concentration compris entre 0 et 100000 m^{-3} ;
- le diamètre caractéristique est généralement compris entre 0.5 mm et 6 mm ;
- le degré de givrage Dg est compris entre 0.5 et 1, ce qui borne le pic de bande brillante du PVR ;
- un seuil de 15 $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$ (soit 12 dBZ) pour le facteur de réflectivité correspond au seuil de détection du radar de Bollène.

Nom du paramètre	Symbole	Unité	Domaine
Altitude du sommet de la zone de mélange	H	km	[0 - 12]
Epaisseur de la zone de mélange	M	km	[0 - 4]
Altitude du sommet du nuage précipitant	S	km	[0 - 12]
Facteur de réflectivité radar en h_0	Z_0	$\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$	[15 - 10^6]
Facteur de réflectivité radar au sommet de la zone inférieure	Z_m	$\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$	[15 - 10^6]
Facteur de densité	Dg	-	[0.5 - 1]
Paramètre de forme de la DGP	μ	-	[0 – 10]

Tableau 8.1 – paramètres de définition d'un PVR

Nous indiquons également les intervalles de variations pour les moments de la granulométrie.

Nom du paramètre	Symbole	Unité	Domaine
Nombre de concentration au niveau h_0	N_{ts}	m^{-3}	[0 - 100000]
Nombre de concentration dans la zone de mélange	N_{tm}	m^{-3}	[0 - 100000]
Diamètre volumique moyen au niveau h_0	D_{0s}	mm	[0.5 - 6]
Diamètre volumique moyen dans la zone de mélange	D_{0m}	mm	[0.5 - 6]

Tableau 8.2 – moments de la DGP dans la zone inférieure

Comme exemple illustratif, nous choisissons un paramétrage pour définir des PVRs analogues à ceux observés le 9 septembre 2002 à 02h00 T.U. Le facteur de réflectivité au niveau $h_0 = 1000\text{m}$, utilisée pour extraire le PVR de $Z_\phi(h)$, dépend du type de pluie. Les facteurs de réflectivité de la figure 3.5 permettent de choisir une valeur caractéristique (la médiane) : elle est prise égale à $1000 \text{ mm}^6.\text{m}^{-3}$, soit 30 dBZ pour le type stratiforme ; elle est prise égale à $31623 \text{ mm}^6.\text{m}^{-3}$, soit 45 dBZ pour le type convectif.

Nom du paramètre	Symbole	Convectif	Stratiforme
Altitude du sommet de la zone de mélange	H	4.6 km	4.3 km
Epaisseur de la zone de mélange	M	1.8 km	2.4 km
Altitude du sommet du nuage précipitant	S	12 km	12 km
Facteur de réflectivité radar en h_0	Z_0	31623 $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$	1000 $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$
Facteur de réflectivité radar au sommet de la zone inférieure	Z_m	33833 $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$	1418 $\text{mm}^6.\text{m}^{-3}$
Facteur de densité	Dg	1.0	0.855
Paramètre de forme de la DGP	μ	2.55	2.55

Tableau 8.3 – paramétrage d'un PVR

Les moments de la DGP sont calculés grâce au formalisme d'échelle :

Nom du paramètre	Symbole	Convectif	Stratiforme
Nombre de concentration au niveau h_0	N_{ts}	777 m^{-3}	457 m^{-3}
Nombre de concentration - zone de mélange	N_{tm}	785 m^{-3}	486 m^{-3}
Diamètre volumique moyen au niveau h_0	D_{0s}	2.1 mm	1.29 mm
Diamètre volumique moyen - zone de mélange	D_{0m}	2.12 mm	1.36 mm
Paramètre de forme de la DGP	μ	2.55	2.55

Tableau 8.4 – moments de la DGP dans la zone inférieure

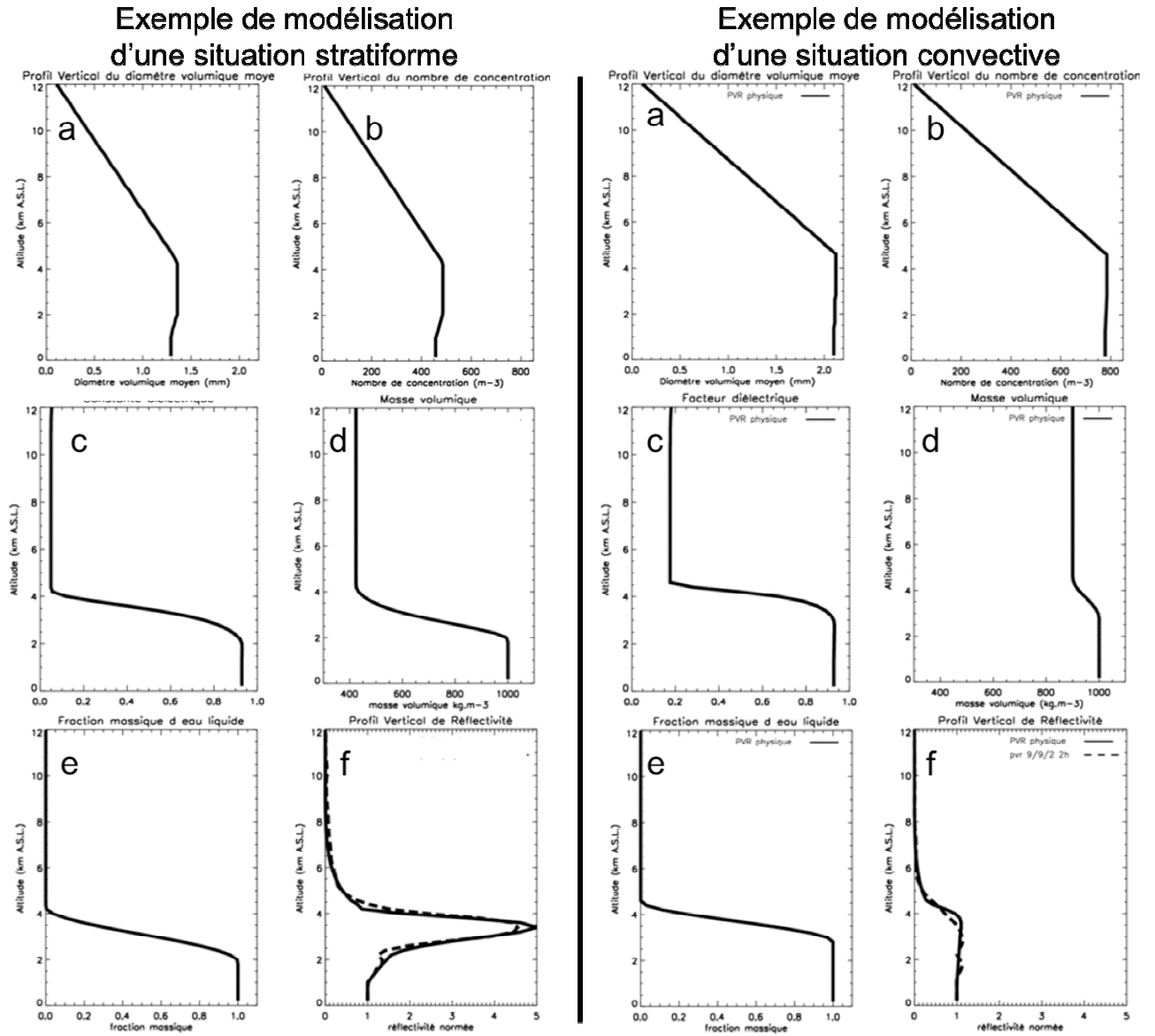


Figure 8.5 - profils verticaux (a) du diamètre volumique moyen, (b) du nombre de concentration, (c) du facteur diélectrique des particules, (d) de la masse volumique des particules, (e) de la fraction massique d'eau liquide et (f) du facteur de réflectivité (le PVR modélisé est en trait plein, le PVR identifié par inversion le 9 septembre à 02h00 TU en trait pointillés).

$Z_\phi(h)$ est calculé avec la longueur d'onde du radar de Bollène ($\lambda = 10.7$ cm). Notons qu'à cette longueur d'onde, l'approximation de Rayleigh est possible dans la zone liquide. La figure 8.5 illustre les variations verticales de certaines grandeurs qui interviennent dans le cadre du modèle de PVR proposé : la phase des hydrométéores, la masse volumique (indicatrice de la composition des particules) et les moments descriptifs de la DGP. Notons

l'épaisseur importante de la zone de mélange requise pour représenter correctement la bande brillante du PVR stratiforme du 9 septembre à 02h00 T.U.

Le profil vertical de la fraction massique d'eau liquide (e) est naturellement très significatif de la phase. Les profils verticaux de masse volumique et du facteur diélectrique suivent la même tendance. Dans la zone de mélange en particulier, la présence d'une fraction d'eau fondue entraîne une augmentation significative du facteur diélectrique. L'évolution verticale des deux moments de la granulométrie ((a) et (b)) est complémentaire à la masse volumique et au facteur diélectrique : elle n'évolue pas dans la zone de mélange, quand ces deux grandeurs y évoluent le plus significativement. Ces effets sont importants sur le facteur de réflectivité équivalent Z_ϕ , dont on observe les plus forts gradients verticaux dans cette zone.

La démarche directe consiste à calculer un PVR avec ces paramètres microphysiques en entrée du modèle. L'objectif de l'identification à base physique du PVR par inversion des rapports de réflectivité est d'identifier le paramétrage du modèle Φ relatif au PVR physique le plus vraisemblable et compatible avec les observations. Cette approche permet aussi de renforcer notre interprétation physique du PVR dans le cadre des hypothèses retenues.

8.6.2 contrainte sur la norme du PVR physique

La méthode inverse nécessite l'introduction d'une contrainte de calcul du PVR physique z_ϕ dans le modèle Φ . L'identification s'effectue sur des données homogènes à un facteur de réflectivité normé (le rapport de réflectivité). Par conséquent, une infinité de profils de réflectivité non normés issus du modèle Φ , et de jeux de paramètres physiques correspondants, peuvent conduire à la même identification aux rapports. Afin de palier à cela, la norme $Z_\phi(h_0) = Z_0$ du PVRnn à base physique est imposée et fixée. C'est une information souvent disponible a priori lorsqu'on utilise les données radar. Au sol, N_t , D_0 et μ vérifient cette contrainte via le modèle de granulométrie. Les paramètres physiques du PVR $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}$ y sont conditionnés.

8.7 Formes autorisées de PVR

Après la présentation du modèle Φ , l'objet de ce paragraphe est de donner des exemples de formes de PVR autorisées. L'étude de ce panel de formes est importante, car il limite les possibilités de la méthode inverse à reproduire les rapports empiriques. Trois types de variations sont possibles : les variations d'altitudes caractéristiques, les variations dans la

zone liquide et les variations relatives aux particules hétérogènes (notamment dans la zone de mélange). La connaissance a priori du type de pluie apporte des éléments sur le paramétrage du modèle à adopter. Nous effectuons un bilan des représentations relatives à différents types de précipitations.

8.7.1 altitudes caractéristiques

L'identification des trois zones au travers des altitudes caractéristiques (H, M, S) constitue une étape importante de l'identification du PVR. La figure 8.6 montre leur influence :

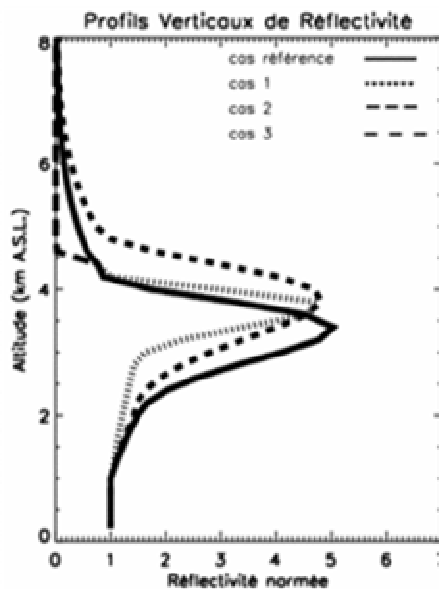


Figure 8.6 - influence des paramètres d'altitude sur le PVR. En trait plein, le PVR correspondant au paramétrage de la figure 8.5 ; en pointé, l'épaisseur de la zone de mélange M passe de 2400 m à 1500 m ; en pointillé, H passe de 4300 m à 5000 et M passe de 2400 m à 3000 m ; en long pointillé, S passe de 12000 m à 5000 m.

Le calage de ces altitudes dépend des conditions météorologiques et du type de PVR considéré. La partition de la colonne en zones de phase est rendue plus aisée en présence de bande brillante qui détermine bien la zone de mélange. S'il est avéré que le sommet des échos radar est notablement en dessous de la zone de mélange, on peut considérer que les précipitations convectives sont intégralement en phase liquide ; le calcul d'identification est alors restreint à cette dernière zone.

8.7.2 composition des particules glacées ou mélangées

La figure 8.7 présente l'influence du degré de givrage sur le profil vertical de réflectivité.

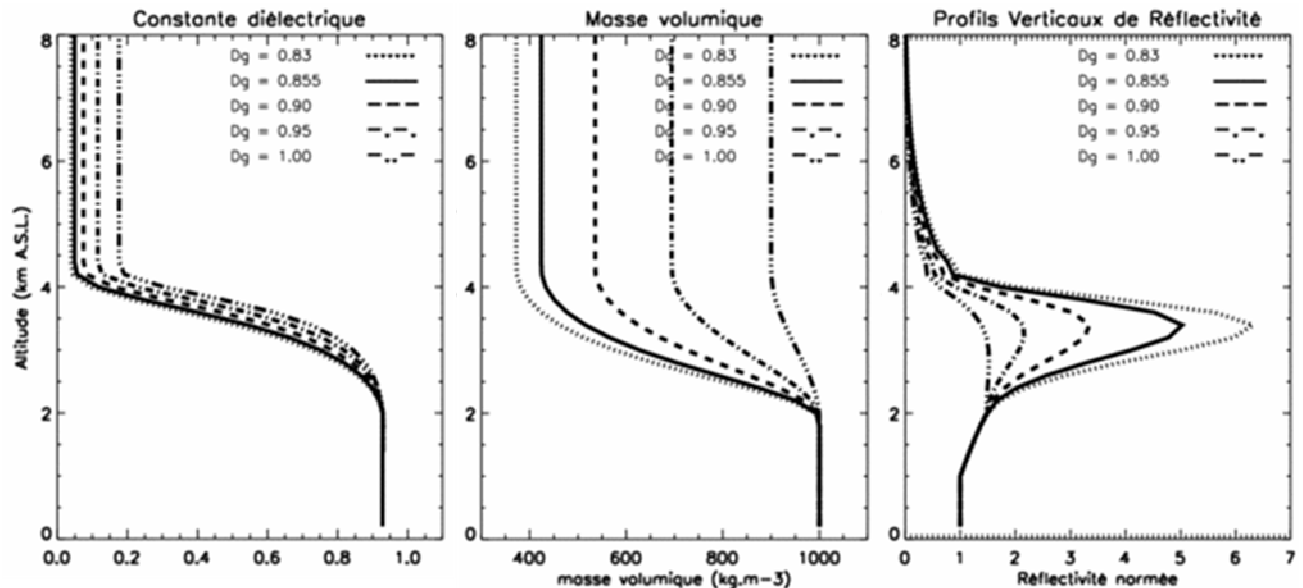


Figure 8.7 - influence du degré de givrage Dg sur le Profil Vertical de Réflectivité. A gauche, profils du facteur diélectrique, au centre profils de la masse volumique et à droite, PVR pour différentes valeurs de Dg .

En contrôlant la masse volumique et le facteur diélectrique des particules dans la zone de mélange, le facteur de densité agit principalement sur le pic de bande brillante du PVR. Des valeurs de Dg éloignées de 1 simulent des flocons de neige peu denses et contenant de grosses inclusions d'air. Ces particules sont plutôt caractéristiques des zones stratiformes, et le modèle simule une bande brillante marquée. A contrario, $Dg = 1$ simule des particules constituées de glace uniquement, plus couramment trouvées dans les situations convectives : la bande brillante est atténuée. Cette interprétation est cependant limitée. Fabry et Szyrmer (1999) montrent en effet que la composition des particules mélangées demande une modélisation plus complexe que celle qui est choisie ici.

La forme du PVR en zone supérieure dépend de la DGP définie au sommet de la zone liquide et du facteur de densité.

8.7.3 zone inférieure

Dans la zone inférieure, les caractéristiques de rétrodiffusion des hydrométéores (facteur diélectrique, section efficace de rétrodiffusion) et leur composition (masse volumique) sont connues avec robustesse. Les paramètres de la granulométrie sont les plus influents sur le PVR.

Dans un premier temps, nous justifions le choix des hypothèses sur les paramètres d'échelle. Nous montrons que travailler conjointement avec un profil linéaire pour le nombre de concentration N_t et un profil linéaire pour le diamètre volumique moyen D_0 induit un surparamétrage. Avec une granulométrie au sol fixée, nous montrons l'influence de N_{tm} et D_{0m} dans la figure 8.8.

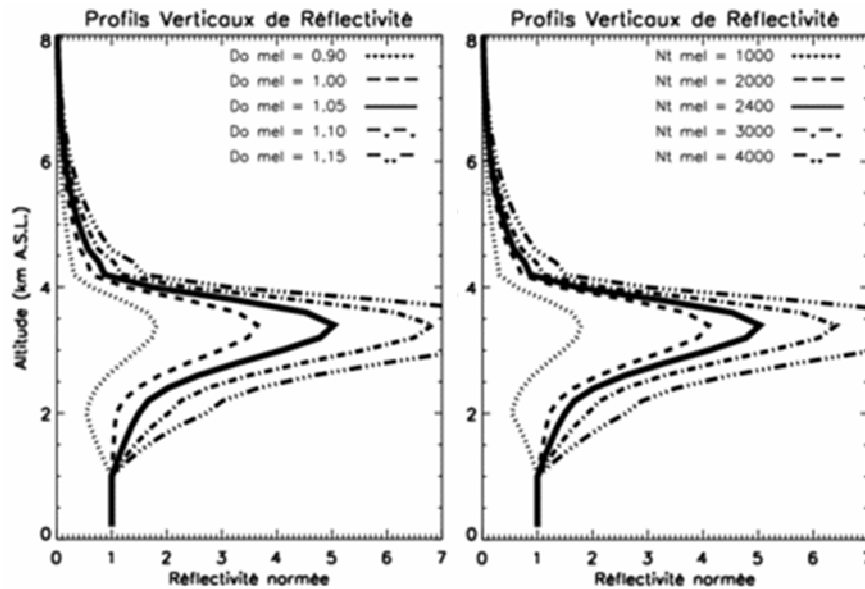


Figure 8.8 - influence des paramètres de la DGP dans la zone liquide sur le PVR. Le PVR de référence est en trait plein. Les conditions au niveau de référence sont fixées. (a) influence du diamètre volumique moyen dans la zone de mélange D_{0m} ; (b) influence nombre de concentration dans la zone de mélange N_{tm} .

Les influences de N_t et D_0 sur le PVR sont difficilement dissociables. Il est donc préférable de modéliser directement le profil du facteur de réflectivité radar, avec une description de la granulométrie sous-jacente à l'aide du formalisme d'échelle.

Le paramètre de forme μ de la DGP n'intervient pas dans la formulation du PVR lorsqu'il est constant sur la verticale. Il n'est donc pas identifiable par inversion des rapports de réflectivité. Nous fixons sa valeur à 2.55 . Cette valeur est caractéristique de l'échantillonnage des pluies cévenoles lors de l'expérience « Alès 2004 » (Chapon, 2006). Nous l'utilisons comme information a priori dans la méthode d'identification.

8.7.4 souplesse de reproduction du PVR par le modèle

Nous nous assurons que le modèle Φ est suffisamment complet pour s'adapter à différents types de PVRs. La connaissance a priori du type de pluie peut se valoriser au travers d'une représentation appropriée de la colonne précipitante. Dans cette section, nous présentons la modélisation de différents types de précipitations, qui peuvent conduire à travailler seulement sur un sous-ensemble des paramètres. Par rapport au modèle général adapté au cas de pluie stratiforme, on peut évoquer deux situations particulières.

8.7.4.1 cas particulier : microphysique chaude

Dans ce cas particulier, on ne considère que la zone liquide car le sommet du nuage est en dessous d'une éventuelle zone de mélange. Il n'y a pas de zone de mélange ni de zone solide. Les paramètres relatifs à ces zones sont donc fixés.

8.7.4.2 cas convectif

Les zones ne sont plus clairement délimitées en raison des brassages verticaux. La modélisation d'une atmosphère convective doit reproduire les mélanges de particules en phase liquide et solide dans la colonne de convection. Le modèle que nous employons ne fait coexister les deux phases que dans la zone de mélange. Pour représenter la colonne de convection, le paramètre H peut servir à représenter la limite supérieure de cette dernière, avec une dimension verticale particulièrement large (M). Rappelons que l'assimilation de H à l'isotherme 0 °C n'est certainement pas valide dans ce cas.

8.8 Conclusion

Un modèle à base physique, noté Φ , calcule un PVR à partir d'un profil vertical (i) pour la phase ϕ_p , (ii) pour la masse volumique ϕ_c (i.e. la composition) et (iii) pour la DGP ϕ_{dgp} . L'objectif n'est pas de proposer une microphysique détaillée des processus mis en jeu lors de la chute des particules précipitantes. Nous travaillons avec une représentation simple des variations de ces caractéristiques, quoique justifiée du point de vue de la microphysique. Dans

le cas général, le modèle distingue trois zones de phase. Nous considérons plusieurs cas de microphysique de la pluie : pluie stratiforme froide, pluie stratiforme chaude, convective...

Le modèle Φ est intégré dans la méthode d'identification du PVR. Son rôle est d'offrir au PVR un cadre pour une identification robuste et physiquement plausible. A partir d'une description simple à 7 paramètres, la définition du PVR est beaucoup plus économique que dans le contexte d'inversion classique (60 composantes du PVR discrétisé = 60 paramètres). Par ailleurs, deux paramètres sont fixés a priori : le facteur de réflectivité radar au niveau de référence Z_0 (section 8.6.2) et le paramètre de forme de la DGP μ (section 8.7.3). Cela ramène le nombre de paramètres à identifier à 5.

La formulation simple du modèle Φ permet de distinguer l'impact des paramètres sur le PVR. Elle assure également la robustesse de son identification. Cependant, une question importante se pose quant à l'utilisation de ce modèle dans le contexte de la méthode inverse. En effet, l'identification des liaisons de covariance entre paramètres reste une question ouverte.

L'évolution de la formulation du problème inverse se résume ainsi : la perte de souplesse du PVR relative à l'économie de paramètres est compensée par un gain en cohérence physique induite par le modèle Φ . Nous ne savons pas encore précisément dans quelle mesure le modèle est approprié pour identifier un PVR par inversion des rapports de réflectivité. C'est un des objectifs du chapitre 9 que d'apporter des précisions sur ce point.

Ce modèle de PVR à base physique est potentiellement limité dans ses possibilités de reproduction des PVRs. Cependant, si la démarche fournit des résultats encourageants avec le modèle actuel, la description physique du PVR pourra être détaillée ultérieurement. Elle pourrait être obtenue à l'aide d'un modèle atmosphérique à microphysique détaillée (Flossmann et al., 1985 ; Wobrock et al., 2001), par exemple.

Chapitre 9

L'identification du Profil Vertical de Réflectivité à base physique

Sommaire

9.1	Introduction	193
9.2	Une nouvelle formulation du problème inverse	194
9.3	Implémentation de la méthode	196
9.3.1	la méthode inverse à base physique	196
9.3.2	choix de calcul.....	197
9.3.3	information a priori	197
9.3.4	mise en œuvre de l'algorithme	198
9.3.5	validation.....	199
9.4	Identification de la colonne atmosphérique par inversion du PVR physique en conditions contrôlées.....	199
9.4.1	conditions d'identification.....	200
9.4.2	résultats et commentaires	201
9.5	Identification du PVR physique par inversion des rapports de réflectivité en conditions contrôlées	204
9.5.1	conditions d'identification.....	204
9.5.2	résultats et commentaires	205
9.6	Identification du PVR physique par inversion des rapports de réflectivité en conditions réelles 208	
9.6.1	identification physique du PVR sans préconditionnement des rapports	208
9.6.2	identification physique du PVR avec préconditionnement des rapports.....	212
9.7	Conclusion.....	216

9.1 Introduction

Nous voulons faire évoluer la méthode d'identification du PVR en remplaçant les contraintes statistiques de l'algorithme par des contraintes plus physiques. Il s'agit aussi de contribuer à renforcer notre interprétation des PVRs. Nous tirons parti d'un modèle développé au chapitre 8 à partir des travaux de Boudevillain et Andrieu (2003). Il semble envisageable de faire des identifications en calant ce modèle de PVR sur des rapports de

réflectivités déterminés à partir de données volumiques. Dans ce chapitre, nous démontrons la faisabilité de la démarche et son intérêt pour des objectifs d’application à des zones de pluie homogènes.

Dans le chapitre précédent, nous avons présenté le calcul d’un PVR par le modèle à base physique Φ , à partir d’une description microphysique simple d’une colonne d’atmosphère précipitante. L’objectif de l’identification à base physique du PVR par inversion des rapports de réflectivité est de déterminer le paramétrage de cette description qui conduit au PVR physique le plus vraisemblable et compatible avec les observations. Dans ce cadre d’identification du PVR, deux paramètres du modèle sont fixés, ce qui ramène le nombre de paramètres à identifier à 5.

Dans le paragraphe 9.2, nous présentons la nouvelle formulation de la méthode, qui procède à l’identification conjointe de deux types d’information. Nous discutons des évolutions d’implémentation par rapport à la méthode initiale dans le paragraphe 9.3. Dans ce chapitre, nous désignons la méthode initiale (ou classique) comme la méthode d’identification du PVR présentée chapitre 5.

Afin d’étudier la faisabilité de cette nouvelle méthode, nous l’appliquons tout d’abord en utilisant des rapports de réflectivité simulés (paragraphe 9.4). En procédant par étapes (paragraphe 9.5), nous nous rapprochons d’une identification basée sur des rapports réels (paragraphe 9.6).

9.2 Une nouvelle formulation du problème inverse

La nouvelle méthode d’identification résulte du couplage entre le modèle de PVR Φ décrit dans le chapitre précédent, et le modèle d’échantillonnage m du radar utilisé dans la méthode initiale d’inversion (chapitre 5). Deux étapes de modélisation permettent de définir des rapports de réflectivité à partir des paramètres physiques (figure 9.1).

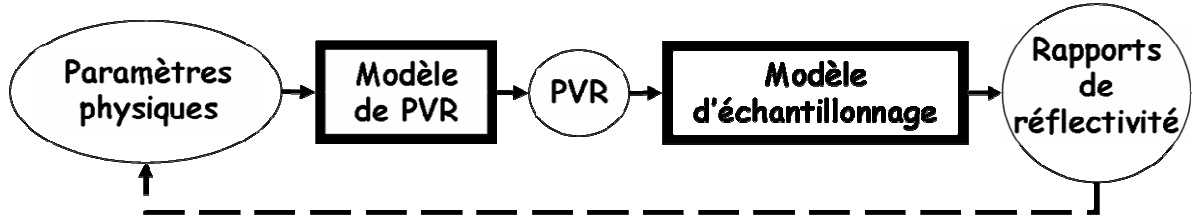


Figure 9.1 – schéma d'identification du PVR à base physique : les paramètres physiques sont convertis en PVR (au travers du modèle de PVR Φ) puis en rapports (au travers du modèle d'échantillonnage m , Andrieu et Creutin 1995). L'identification des paramètres physiques par reproduction des rapports expérimentaux identifie conjointement le PVR.

Le rapport entre le facteur de réflectivité $Z_{j,i}(\underline{x}, \alpha_i)$ observé à un angle de site donné α_i , et le facteur de réflectivité $Z_{j,ref}(\underline{x}, \alpha_{ref})$ perçu au site de référence α_{ref} sur la même verticale s'écrit à partir des équations 5.1 et 8.5 :

$$q(\bar{x}, \alpha_{ref}, \alpha_i) = \frac{Z_{j,i}(\underline{x}, \alpha_i)}{Z_{j,ref}(\underline{x}, \alpha_{ref})} = \frac{\int_{H^-(\bar{x}, \alpha_i, \psi_{3dB})}^{H^+(\bar{x}, \alpha_i, \psi_{3dB})} f^2(\underline{x}, h) \Phi(\phi_p(h), \phi_c(h), \phi_{dgp}(h))_{Z_0} dh}{\int_{H^-(\bar{x}, \alpha_i, \psi_{3dB})}^{H^+(\bar{x}, \alpha_i, \psi_{3dB})} f^2(\underline{x}, h) \Phi(\phi_p(h), \phi_c(h), \phi_{dgp}(h))_{Z_0} dh} \quad (9.1)$$

Cette expression relie les rapports de réflectivité q (données du problème inverse) et les paramètres physiques des profils $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}$ (paramètres du problème inverse) selon la composée du modèle de PVR et du modèle d'échantillonnage du radar : $m \circ \Phi$. Par la suite, nous assimilerons ces paramètres aux profils associés $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}$. Cette relation s'écrit donc ainsi :

$$q = m \circ \Phi(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0} \quad (9.2)$$

L'identification d'une solution du problème s'effectue par inversion. Comme il n'existe pas d'expression simple de $(m \circ \Phi)^{-1}$, l'inversion consiste à identifier les paramètres physiques dont l'expression en rapports théoriques représente au mieux les rapports expérimentaux.

Ce problème est mal posé car des erreurs affectent aussi bien les paramètres de ce problème $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}$ que les données (q). Sa résolution demande l'introduction d'une information a priori, et une solution peut être obtenue avec l'algorithme proposé par Tarantola et Valette en 1982. Cette opération conduit ainsi à deux informations distinctes : les

paramètres physiques et le PVR. Rappelons que l'objectif suivi est l'identification du PVR. La valorisation des paramètres physiques identifiés est une question ouverte.

9.3 Implémentation de la méthode

Nous présentons les choix de calcul effectués dans le nouveau contexte d'application de la méthode inverse.

9.3.1 la méthode inverse à base physique

Comme la méthode initiale, la méthode d'identification à base physique du PVR fait appel à des contraintes statistiques pour ajuster les paramètres $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}$ aux données. La définition des erreurs sur les données et les paramètres détermine la confiance accordée à chacun d'eux. A partir d'un a priori, l'identification consiste à faire varier les paramètres dans les limites de variation imposées, afin que les rapports théoriques se rapprochent des rapports observés sous les contraintes induites par la confiance sur ces derniers. La solution identifiée correspond au meilleur compromis, simultanément (i) à des erreurs minimales sur les paramètres $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}$ a priori et (ii) à des erreurs minimales entre les rapports théoriques et observés. Les erreurs sur les données et les paramètres sont supposées avoir une moyenne nulle et une distribution statistique gaussienne, et la confiance sur les données et les paramètres est contrôlée par des fonctions de covariance. Les erreurs sur les données sont supposées décorréliées des erreurs sur les paramètres.

La solution de meilleur compromis minimise la fonction de vraisemblance suivante :

$$\Theta((\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}^*, q) = ((\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}^* - (\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_{0,0}}^*)^T C_\phi^{-1} ((\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}^* - (\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_{0,0}}^*) + (q - q_0)^T C_q^{-1} (q - q_0) \quad (9.3)$$

La lettre T est le symbole de la transposée.

- le terme $q - q_0$ représente le résidu entre l'estimé au travers du modèle $q = m \circ \Phi(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}^*$ par rapport aux observations (q_0) ;
- le terme $((\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}^* - (\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_{0,0}}^*)$ représente l'écart entre les paramètres a priori $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_{0,0}}^*$ et la solution du problème $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}^*$.

Les termes C_q et C_ϕ décrivent les covariances d'erreurs relatives aux données et aux paramètres respectivement.

9.3.2 choix de calcul

L'introduction du modèle Φ renouvelle le conditionnement de la méthode inverse. Cela intervient à plusieurs niveaux : information a priori et mise en œuvre de l'algorithme. C'est sur ce dernier point que les choix de calcul sont les plus importants.

La définition de la covariance relative à deux paramètres physiques pris dans l'ensemble $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}$ est complexe. Les informations fournies par la littérature ne sont pas directement valorisables. Par exemple, Fabry et Zawadzki (1995) proposent une relation empirique entre l'épaisseur de la couche de fusion (M) et le facteur de réflectivité au sol (Z_0). Adler et Mack (1984) relient l'intensité des précipitations au sol (liée à Z_0 par une relation Z-R) et le sommet des échos radar (S). Les travaux de Fabry et Zawadzki (1995) et Fabry et Szyrmer (1999) montrent que l'épaisseur (M) et le pic de la bande brillante du PVR stratiforme (contrôlé par Dg) sont liés, entre autres par les propriétés de rétrodiffusion et la vitesse de chute des particules fondantes. Cependant, ces relations sont particulières au climat étudié (le Canada pour Fabry et Zawadzki, 1995 et la Floride et Oklahoma pour Adler et Mack, 1984). Elles ne sont probablement pas directement transposables à la climatologie des Cévennes qui se distingue par des mécanismes particuliers de formation des précipitations. L'étude de ces liaisons constitue une piste d'étude de la climatologie cévenole. La définition d'une covariance entre paramètres physiques, favorisant la convergence du calcul, n'est donc pas triviale.

Nous nous trouvons dans un contexte prospectif d'identification du PVR par inversion à base physique des rapports de réflectivité. Nous avons fait le choix de simplifier l'approche en n'introduisant aucune covariance d'erreur entre les paramètres du problème inverse. Nous conservons cependant le prétraitement (sélection) des rapports de réflectivité et la définition de leur covariance, tels qu'ils sont définis dans le chapitre 5.

Le PVR est discrétisé de la même façon que dans la méthode initiale (paragraphe 5.2). Chaque élément discret est calculé par le modèle Φ . Le préconditionnement et le calcul des rapports sont identiques au chapitre 5.

9.3.3 information a priori

Les paramètres physiques de Φ , qui sont également ceux du nouveau problème inverse, conduisent à revoir la notion d'information a priori. Nous avons montré que les valeurs de certains paramètres peuvent être contraintes en fonction de considérations physiques (tableau

8.1). Il s'agit également d'être en mesure de prendre en compte toute information qui peut sembler utile pour initialiser les paramètres de Φ dans la méthode inverse.

Le type de précipitation est un renseignement a priori à valoriser au travers d'une représentation adaptée de la colonne précipitante (section 8.7.4). Il fournit aussi un indice sur la composition des hydrométéores en phase hétérogène (contrôlée par Dg dans le modèle). La température au sol peut servir à évaluer l'altitude de l'isotherme 0°C par hypothèse d'une décroissance du profil de température avec l'altitude suivant une adiabatique saturée. Des mesures disdrométriques permettent l'estimation des moments de la DGP au sol. Le PVR apparent, ou même identifié par la méthode d'inversion classique, renseigne entre autre sur les altitudes caractéristiques du modèle de PVR... Ces informations peuvent être exploitées dans le calcul, en imposant aux paramètres des valeurs a priori avec des variances d'estimation.

- le facteur de réflectivité au sol est une information dont la valeur dépend du type de pluie. Typiquement, une valeur $Z_0 = 1000 \text{ mm}^6.\text{m}^{-3}$ (30 dBZ) est supposée représentative pour les pluies stratiformes. Une valeur $Z_0 = 31622 \text{ mm}^6.\text{m}^{-3}$ (45 dBZ) est supposée représentative pour les pluies convectives (figure 3.5) ;
- des valeurs de Dg faibles simulent des flocons de neige peu denses associés à des zones stratiformes et une bande brillante marquée ; le facteur de densité est donc initialisé avec une valeur incluse dans [0.8 ; 0.95]. A contrario, $Dg = 1$ simule des particules plus couramment trouvées dans les situations convectives où la bande brillante est atténuée (section 8.7.2) ;
- le PVR convectif est caractérisé par une homogénéité verticale qui traduit des brassages entre phases. Une bande brillante peu marquée constitue un obstacle à la détermination des trois zones de phase. Une information extérieure (par exemple, la sortie d'un modèle atmosphérique, ou un radio-sondage) est alors utile pour connaître l'altitude de l'isotherme 0 °C et l'épaisseur de la couche de mélange.

9.3.4 mise en œuvre de l'algorithme

L'identification s'effectue sur des critères de forme du PVR, et non sur des critères d'information physique. La paramétrisation du PVR dans la méthode initiale (60 paramètres/composantes) est particulièrement adaptée à ce contexte. Le recours à un modèle de PVR induit des complications inédites. En effet, il introduit une hiérarchisation des paramètres en fonction de leur influence sur la forme du PVR. Les paramètres peu influents sont moins évolutifs que les autres au cours du calcul. De plus, contrairement aux paramètres

initiaux, les paramètres du modèle peuvent avoir une influence conjointe sur les mêmes parties du PVR. Cela peut induire des interférences.

9.3.5 validation

A l'issue de l'identification, le résultat prend la forme (i) d'un Profil Vertical de Réflectivité et (ii) de la paramétrisation physique associée.

La capacité des paramètres physiques, convertis en rapports de réflectivité, à représenter les rapports expérimentaux est un indice d'appréciation. De plus, l'analyse qualitative des formes du PVR permet d'estimer l'efficacité de la méthode à corriger les défauts de perception attendus du radar. Cette analyse reste cependant générale et limitée au cas des gradients verticaux de réflectivité significatifs (PVR stratiforme). La seule validation possible est très indirecte, car elle consiste à quantifier l'apport du PVR identifié dans les traitements de l'information radar par comparaison de la QPE radar avec une pluie de référence au sol.

9.4 Identification de la colonne atmosphérique par inversion du PVR physique en conditions contrôlées

Afin d'étudier la faisabilité de la méthode d'identification du PVR par inversion à base physique des rapports de réflectivité, nous effectuons une étude de sensibilité.

Dans un premier temps, nous nous plaçons dans un cadre de simulation. Cette approche par simulation est choisie car (i) il est impossible de mesurer directement les profils verticaux de la phase, de la composition, de la DGP, et des propriétés de rétrodiffusion des hydrométéores et (ii) aucune comparaison n'est possible entre ces profils et une mesure de référence.

De plus, nous partons d'une situation d'identification des paramètres $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0}$ la plus simple possible, où l'échantillonnage du radar n'intervient pas. En procédant par étape, l'enjeu est de soulever d'éventuels points bloquants et de définir les conditions d'application de la méthode d'identification. L'échantillonnage sera introduit dans le problème par la suite. Nous travaillerons en dernière étape avec des rapports mesurés.

A partir d'une définition de référence de la colonne précipitante, un PVR de référence est modélisé. La méthode est appliquée à ce PVR (considéré comme la donnée du problème inverse), avec l'introduction d'un paramétrage a priori $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0 \text{ a priori}}$ quelconque. La comparaison (i) du PVR de référence avec le PVR identifié et (ii) des paramètres de référence

$(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_{0ref}}$ et des paramètres identifiés $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_{0inv}}$ permet de juger de l'efficacité de cette méthode d'identification.

9.4.1 conditions d'identification

Le PVR de référence est noté z_{ref} . Considérant la situation convective comme un cas particulier de la situation stratiforme dans le cadre du modèle de PVR Φ , nous nous plaçons dans la configuration du PVR stratiforme. Afin de rester proche de la réalité, la méthode est testée sur PVR à bande brillante marquée, similaire au PVR stratiforme identifié le 09/09/02 à 02h00 T.U. (tableau 8.3 et figure 8.5).

Symbole	H	M	S	Z_m	Dg
valeur référence	4300 m	2400 m	12000 m	1418 $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	-
valeur a priori	3500 m	1000 m	10000 m	1300 $\text{mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	0.9

Tableau 9.1 – paramètres physiques de l'identification du PVR.

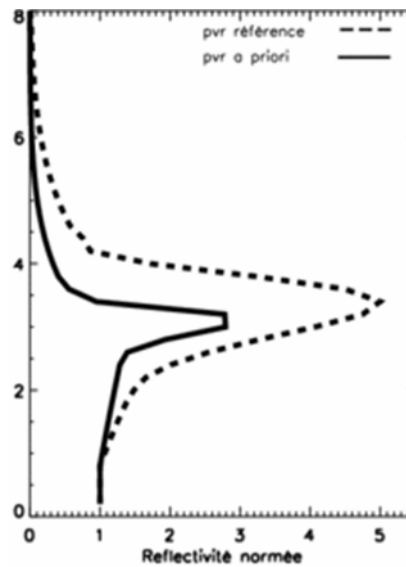


Figure 9.2 – le PVR de référence (trait pointillés) et le PVR a priori (trait plein).

Le PVR choisi a priori est sensiblement différent du PVR de référence. Cet exemple est représentatif des situations d'identification du PVR rencontrées généralement (voir paragraphe 9.6).

Nous définissons les erreurs sur les données et les paramètres en nous inspirant de Vignal et al. (1998) et Andrieu et Creutin (1995). Les erreurs sur les données sont supposées décorréliées d'une composante du PVR à l'autre ; elles sont définies par une relation linéaire entre l'écart-type σ^z et la composante z :

$$\begin{aligned} \text{cov}(z_i, z_j) &= 0 \quad \text{si } i \neq j \\ \text{cov}(z_i, z_i) &= (\sigma_i^z)^2 \\ \sigma^z &= 0.4z + 0.001 \end{aligned} \tag{9.4}$$

L'écart-type d'un paramètre conditionne sa capacité à s'écarter de sa valeur a priori. Les erreurs sur les paramètres sont considérées proportionnelles à leurs valeurs (coefficient de proportionnalité de 0.4 dans l'équation 9.4). Pour cette étude, des valeurs d'écart-types d'erreurs allant de 0.01 à 10 fois leur valeur ont été testées.

Le critère utilisé pour représenter la qualité de l'identification est l'Ecart Moyen Absolu entre les composantes du PVR de référence et le PVR identifié. Il est noté EMA :

$$EMA = \frac{1}{n_z} \sum_{i=1}^{n_z} |z_i^* - z_i| \tag{9.5}$$

A l'issue du calcul, les paramètres identifiés sont comparés avec les paramètres a priori et les paramètres de référence. Un critère d'écart exprimé en pourcent traduit la capacité de reproduction des paramètres de référence par les paramètres identifiés compte tenu de leur valeur a priori :

$$\frac{(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0^{inv}} - (\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0^{ref}}}{(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0^{apriori}} - (\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0^{ref}}}.$$

9.4.2 résultats et commentaires

On constate que la non-linéarité du problème a une certaine incidence sur le calcul. Comme décrit par Vignal (1998), l'algorithme peut converger vers le minimum local le plus proche de l'initialisation, qui ne constitue pas toujours la solution du problème (figure 9.3). Cette situation est rarement constatée. La solution consiste alors à opérer différentes initialisations et de retenir le résultat du maximum de vraisemblance (équation 9.3).

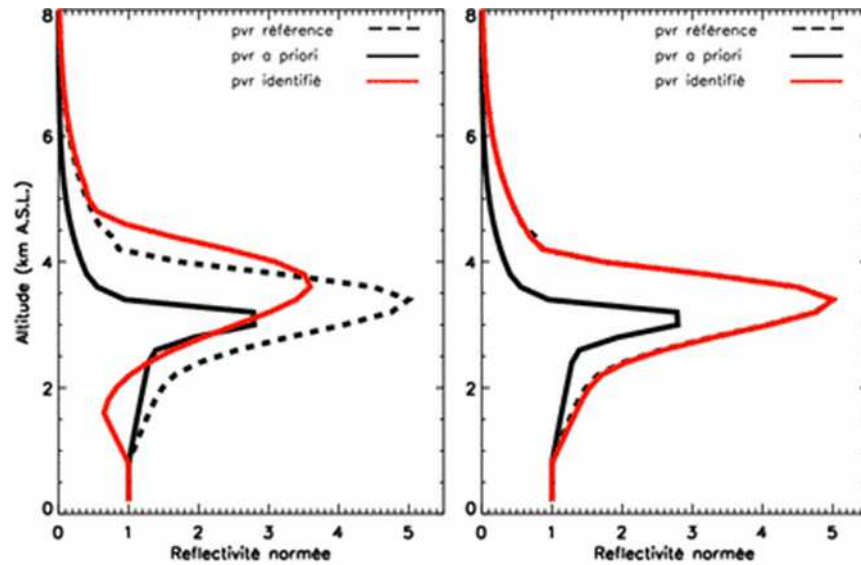


Figure 9.3 – exemples de résultats. Le PVR de référence est en trait pointillé, le PVR a priori en trait plein noir et le PVR identifié en trait plein rouge. A gauche, le calcul n'a pas convergé vers une solution correcte. A droite, le résultat est plus convaincant.

La figure 9.4 présente les résultats d'identification obtenus. Les identifications sont d'autant meilleures qu'un écart-type d'erreur important sur les paramètres a priori est adopté. Le PVR est correctement identifié lorsque les paramètres le sont également. Un écart-type égal à 0.6 fois la valeur du paramètre a priori semble un choix approprié pour permettre une identification correcte du PVR et des paramètres de référence.

Les paramètres convergent inégalement vers leur référence. Les altitudes caractéristiques (H , M et S) sont souvent mieux reproduites que le facteur de réflectivité Z_m , par exemple. Une explication possible de ce constat est que (i) certains paramètres sont en compétition pour définir des parties du PVR et (ii) alors que l'algorithme d'identification travaille avec les paramètres les plus efficaces pour reproduire la forme du PVR. A l'issue de l'identification, cela se traduit par des compensations d'erreur entre paramètres. Par exemple, Z_m a une influence sur le PVR entier ; il est possible qu'il compense les erreurs sur l'identification des autres paramètres.

Ces résultats montrent donc des limites potentielles d'identification du PVR à base physique, mais les résultats sont suffisamment encourageants pour prendre en compte l'échantillonnage du radar dans le problème inverse.

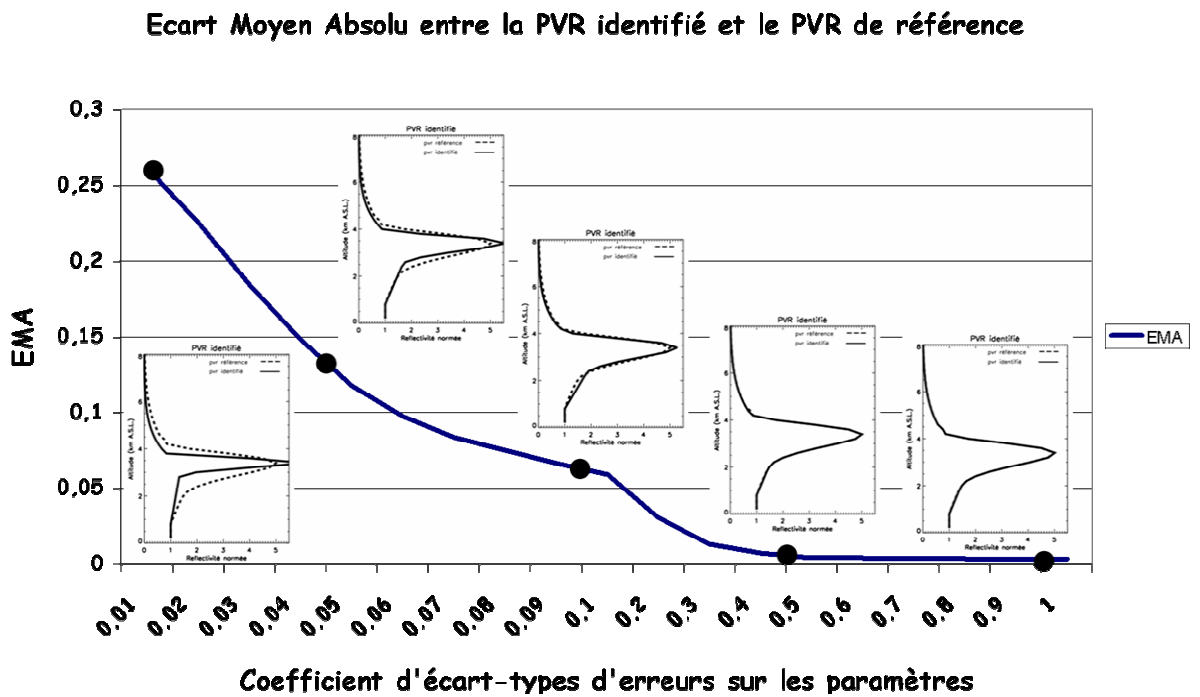
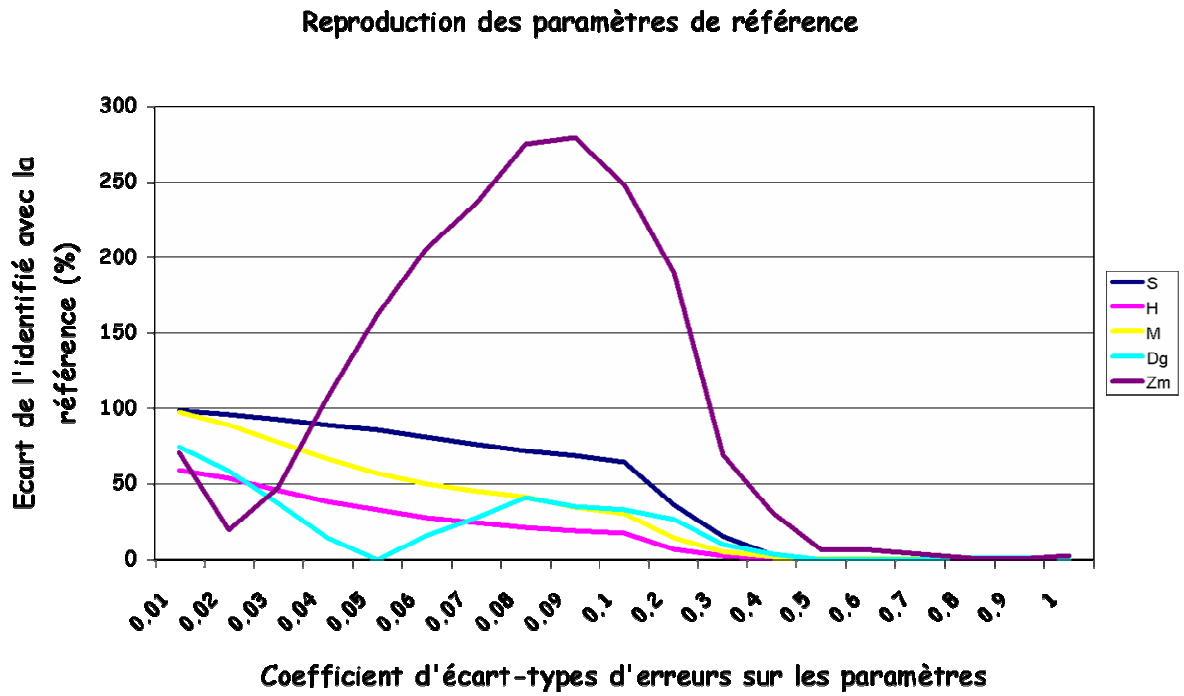


Figure 9.4 – en haut, évolution de l'écart entre les paramètres identifiés et les paramètres de référence (erreur d'identification) en fonction de la confiance sur les paramètres (équation 9.4). En bas, évolution de l'écart moyen absolu entre le PVR de référence et le PVR identifié (équation 9.5) dans les mêmes conditions.

9.5 Identification du PVR physique par inversion des rapports de réflectivité en conditions contrôlées

Dans ce deuxième temps, nous étudions la faisabilité de l'identification du PVR par inversion de rapports de réflectivité. L'enjeu de ce paragraphe est de déterminer si la perception dégradée du PVR avec les rapports de réflectivité compromet l'efficacité la méthode. Il s'agit également d'en définir les conditions d'application. Nous restons en conditions de simulation pour effectuer une étude de sensibilité. Le modèle $m \circ \Phi$ introduit les caractéristiques d'échantillonnage du champ pluvieux par le radar. A partir des paramètres de référence $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_{0ref}}$ les rapports correspondants sont modélisés. La méthode est appliquée avec l'introduction du paramétrage a priori $(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_{0apriori}}$.

9.5.1 conditions d'identification

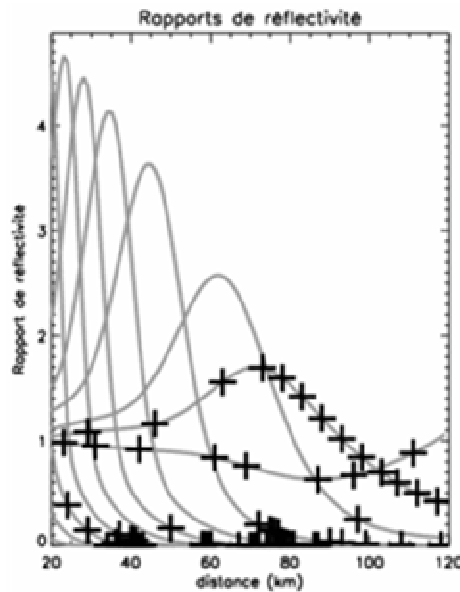


Figure 9.5 – les courbes de rapports relatives au PVR de référence et aux conditions d'échantillonnage du radar de Bollène en 2002 sont figurées en gris. Les croix noires représentent les rapports sélectionnés dans les conditions de distance et site haut identiques à l'exemple donné chapitre 5.

Nous effectuons le calcul sur deux jeux de données : (i) avec des courbes de rapports complètes sur l'intervalle [20-120] km du radar et (ii) sur un jeu de rapports tirés du précédent, qui correspondent au préconditionnement décrit dans le chapitre 5. Dans le premier

cas, les écart-types sur les rapports sont pris à 40 % de la valeur du rapport. Dans le deuxième cas, ils sont égaux à la valeur calculée pour le 09/09 2002 avec les données cumulées de 01h00 à 02h00 T.U. (chapitre 5). La démarche est identique au paragraphe précédent.

9.5.2 résultats et commentaires

Les figures 9.6 et 9.7 présentent les résultats d'identification obtenus avec des courbes de rapports complètes sur l'intervalle [20-120] km du radar.

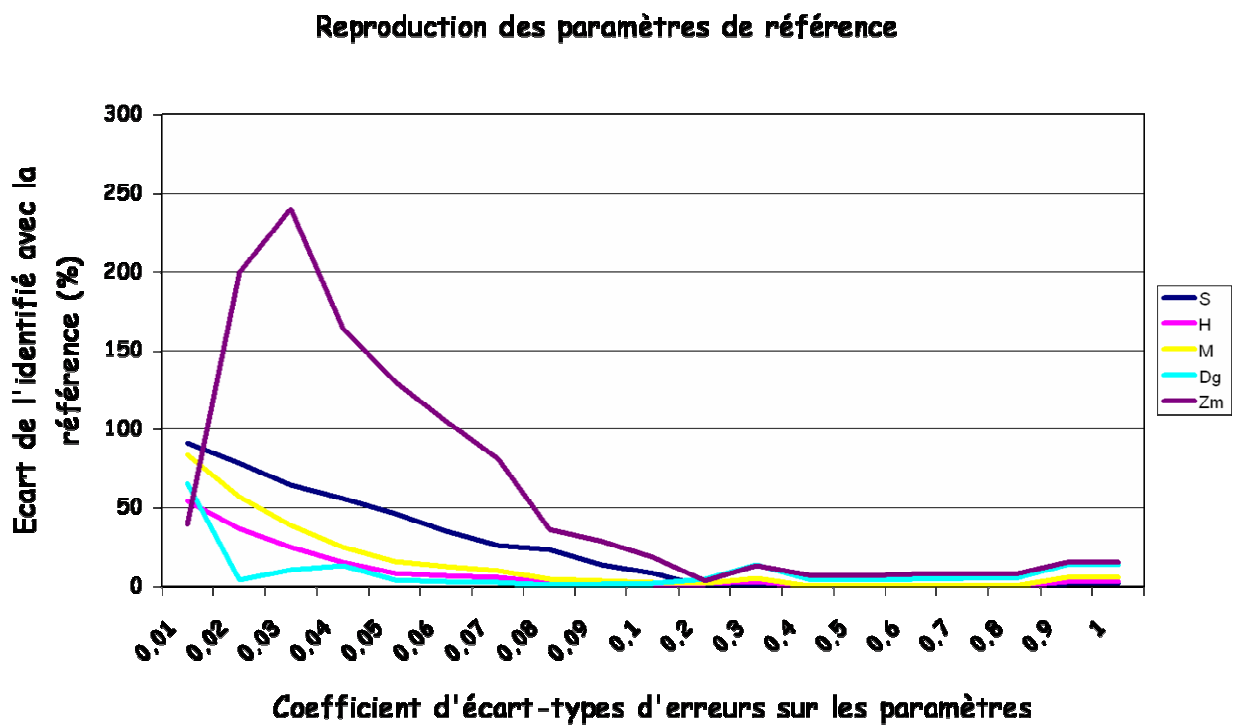


Figure 9.6 – évolution de l'écart entre les paramètres identifiés et les paramètres de référence en fonction de l'erreur sur les paramètres.

Ecart Moyen Absolu entre la PVR identifié et le PVR de référence

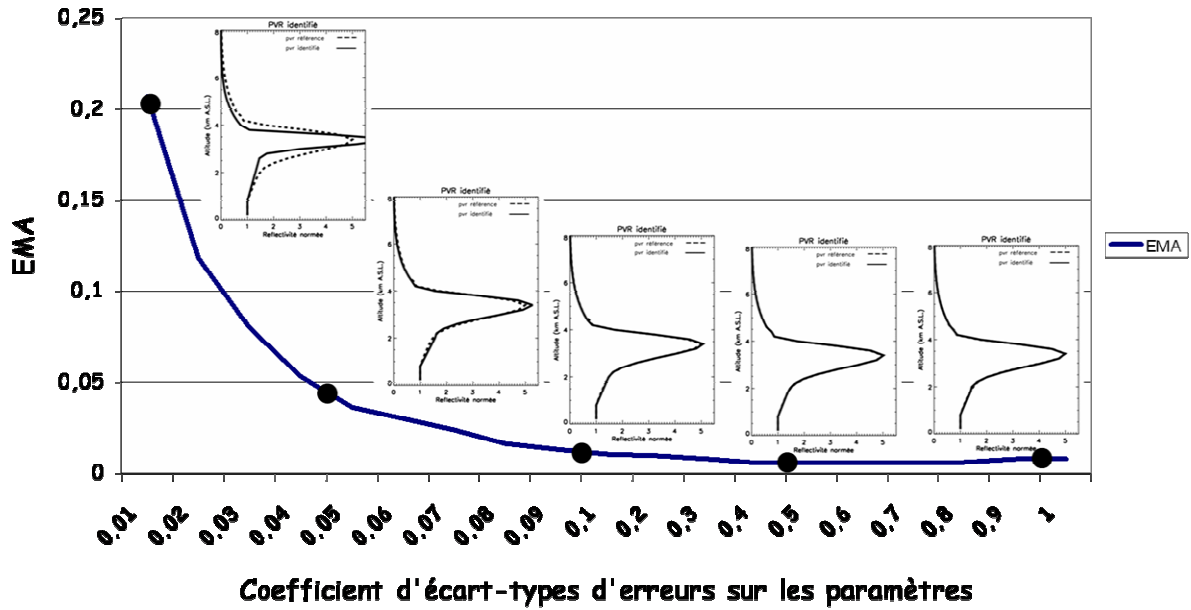


Figure 9.7 – évolution de l'écart moyen absolu entre le PVR de référence et le PVR identifié dans les mêmes conditions.

Les identifications sont d'autant meilleures qu'un écart-type d'erreur important sur les paramètres a priori est adopté. Un écart-type égal à 0.6 fois la valeur semble un choix approprié pour permettre une identification correcte du PVR et des paramètres de référence. Nous pouvons effectuer les mêmes constats quand aux différences de convergence entre paramètres vers leur référence.

Les figures 9.8 et 9.9 présentent les résultats d'identification obtenus avec les rapports préconditionnés. On constate que le PVR et les paramètres convergent moins rapidement vers leur référence qu'avec des courbes de rapports complètes. Cela est probablement significatif d'une perte d'information dans les données en comparaison au cas précédent.

En conclusion, le PVR et les paramètres de référence peuvent être correctement identifiés en conditions contrôlées. Cela confirme la faisabilité de la méthode d'identification du PVR par inversion à base physique des rapports de réflectivité. Le modèle Φ semble approprié pour identifier un PVR par inversion, et la perception dégradée du PVR avec les rapports de réflectivité ne compromet pas la méthode. Les résultats sont suffisamment encourageants pour prendre en compte l'échantillonnage du radar dans le problème inverse.

A l'issue de cette étude, nous choisissons de définir les erreurs sur les paramètres par un écart-type égal à 0.6 fois la valeur du paramètre a priori.

Reproduction des paramètres de référence

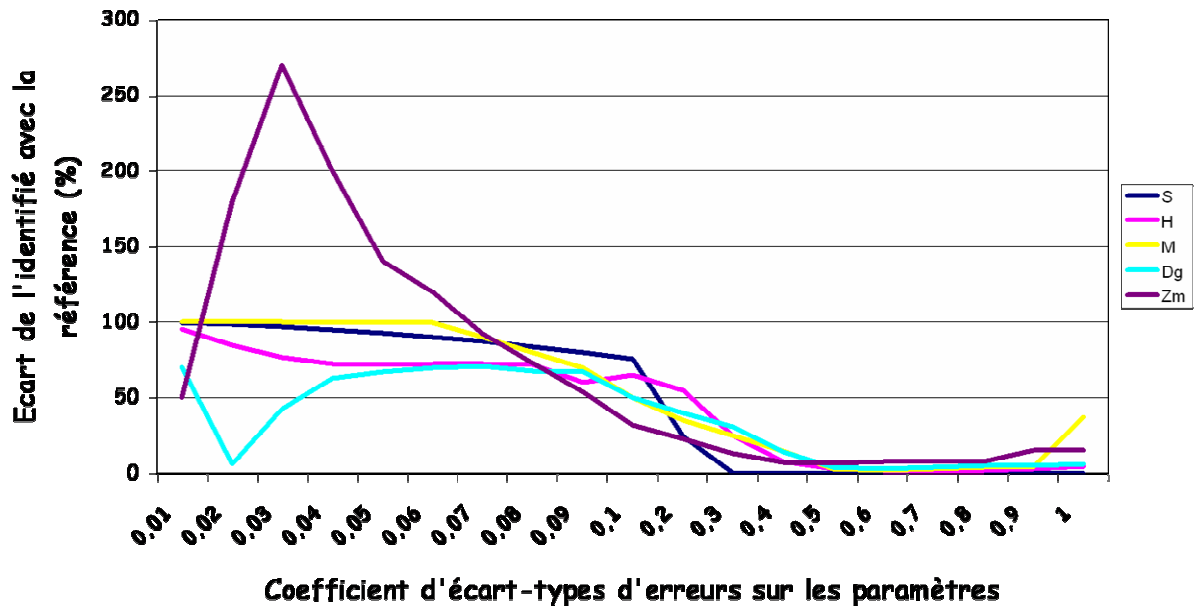


Figure 9.8 – évolution de l'écart entre les paramètres identifiés et les paramètres de référence en fonction de l'erreur sur les paramètres.

Ecart Moyen Absolu entre la PVR Identifié et le PVR de référence

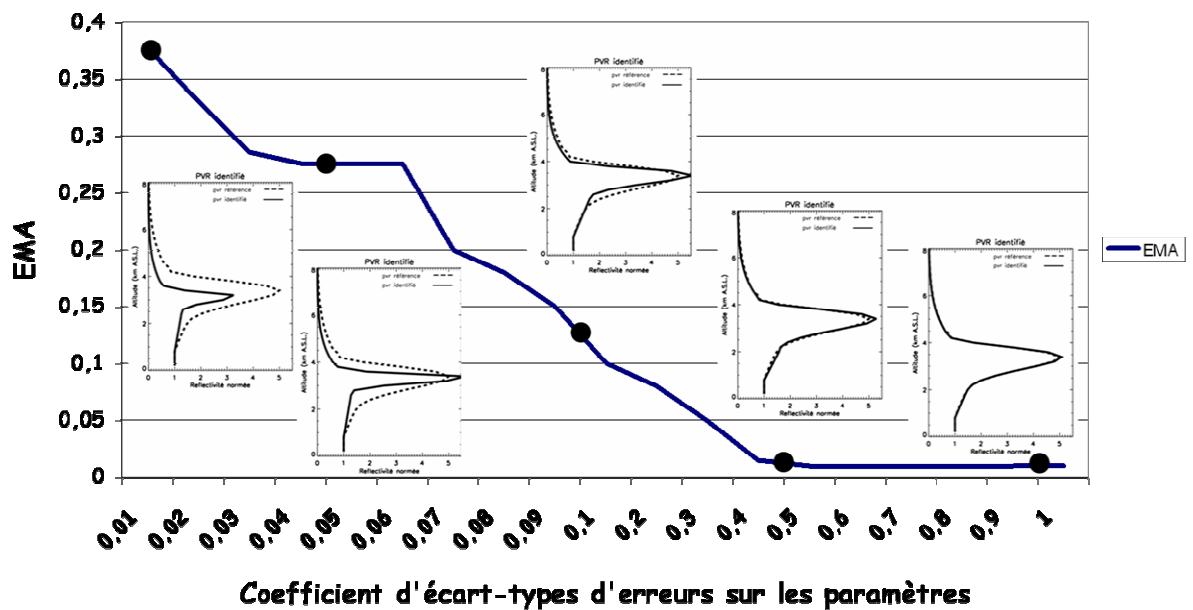


Figure 9.9 – évolution de l'écart moyen absolu entre le PVR de référence et le PVR identifié dans les mêmes conditions.

9.6 Identification du PVR physique par inversion des rapports de réflectivité en conditions réelles

En conditions réelles, nous sommes confrontés aux limites du panel de PVRs reproductibles par Φ , tandis que l’échantillonnage est limité et la variabilité du facteur de réflectivité est significative. L’apport attendu de l’identification à base physique du PVR est la robustesse du traitement. C’est pourquoi nous testons plusieurs identifications, avec des rapports de réflectivité plus ou moins dispersés.

Nous considérons trois jeux de données relatifs aux mesures du radar de Bollène le 09/09/2002 à 02h00 T.U. dans la zone stratiforme du champ pluvieux : (i) les courbes de rapport calculées avec des seuils d’échantillonnage laxistes (cas 1 de la section 5.4.2), (ii) les courbes plus robustes extraites des premières (cas 2 de la section 5.4.2) et (iii) les rapports préconditionnés (section 5.5.5). Nous pourrions comparer les différents PVRs physiques identifiés avec les PVRs issus de la méthode classique. Nous reprenons les valeurs a priori

$$(\phi_p, \phi_c, \phi_{dgp})_{Z_0 \text{ a priori}}.$$

9.6.1 identification physique du PVR sans préconditionnement des rapports

Afin de tester sa robustesse, l’identification à base physique est effectuée sur le jeu de données utilisé pour étudier la sensibilité de la méthode classique à la présence de valeurs aberrantes parmi les rapports (section 5.4.2). Sans préconditionnement des données, rappelons que la méthode classique a été constatée significativement sensible à la dispersion des rapports de réflectivité. La figure 9.10 présente les résultats d’identification physique du PVR dans les mêmes conditions.

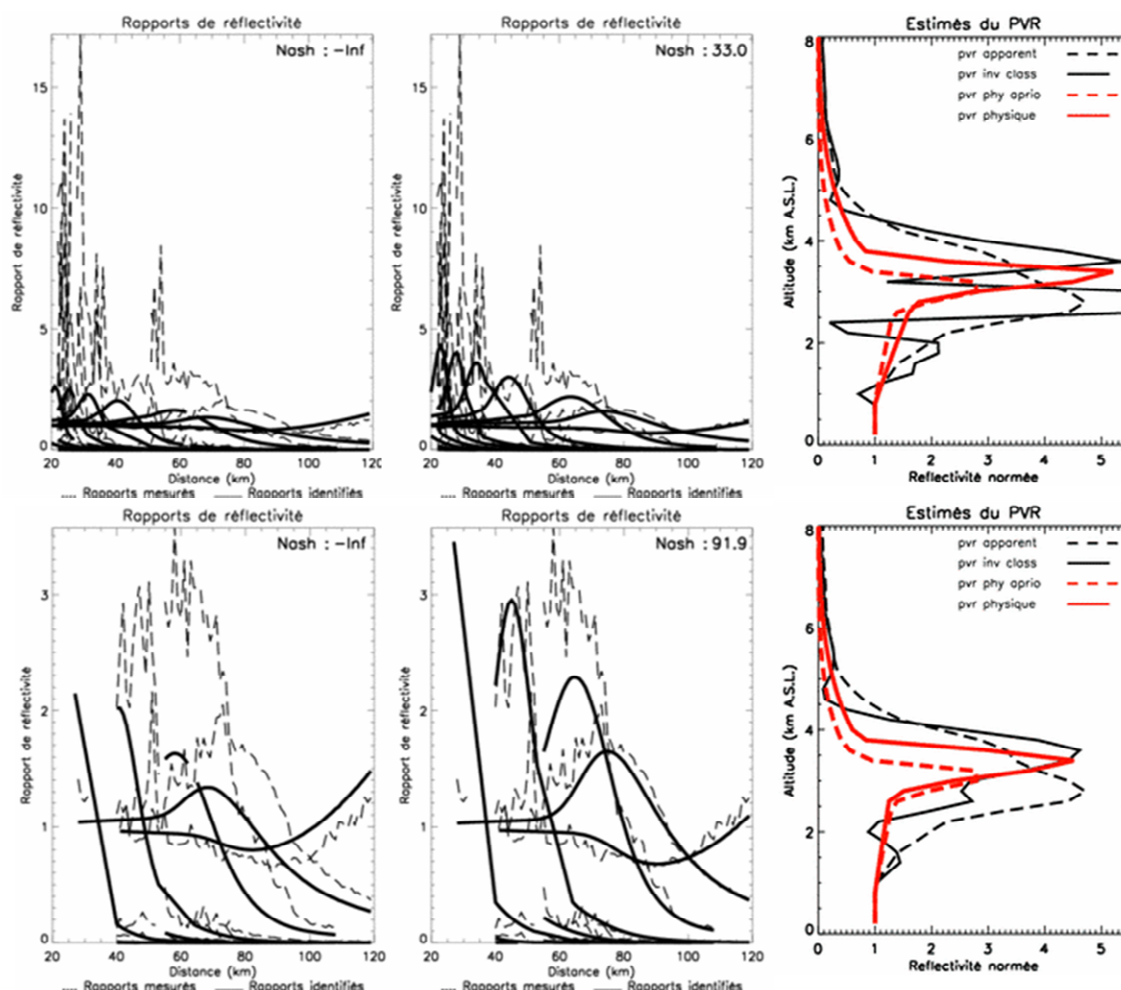


Figure 9.10 – identification du PVR stratiforme par inversion à base physique des courbes de rapport calculées sur les pixels stratiformes le 09/09/2002 de 01h00 à 02h00 T.U. En haut (cas 1), l'identification de PVR est effectuée avec des courbes de rapport calculées sur des seuils d'échantillonnage laxistes. En bas (cas 2), l'identification s'appuie sur un sous-ensemble de courbes extraites parmi les plus robustes des premières. A gauche, les courbes de rapport calculées à partir des mesures radar (en pointillés) et correspondant au PVR a priori (en traits pleins). Au centre, les courbes de rapport calculées à partir des mesures radar (en pointillés) et correspondant au PVR physique identifié (en traits pleins). Un critère de Nash quantifie le gain de reproduction des courbes de rapport calculées par les courbes identifiées. A droite en noir, le PVR apparent (en pointillé) et identifié par la méthode classique (en trait plein) ; en rouge, le PVR physique a priori (en pointillé) et identifié (en trait plein).

Nous pouvons dans un premier temps donner des conclusions analogues à la méthode classique dans la section 5.4.2. La méthode actuelle reproduit avec plus de succès les rapports du cas 2. L'amélioration des conditions d'inversion à base physique est corrélée à un

préconditionnement des données. Il est donc toujours nécessaire d'écarter du traitement les rapports les moins représentatifs de la structure verticale de réflectivité.

Cependant, la méthode d'identification du PVR à base physique est moins sensible à ce preconditionnement que la méthode classique. Les PVRs identifiés ont une forme régulière et beaucoup plus voisine d'un cas à l'autre qu'avant (figure 9.11). Ces résultats sont d'autant valorisants qu'ils sont obtenus (i) malgré des courbes de rapports dont la variabilité est très différente d'un cas à l'autre et (ii) à partir d'une initialisation plus éloignée de la solution identifiée que dans la méthode classique. La solution identifiée montre une grande cohérence physique : la bande brillante est notablement plus étroite et plus élevée que l'apparente. Ce résultat est cohérent avec les simulations des effets du faisceau présentées section 3.2.2. Il semble donc (i) que les effets de faisceau soient, sinon corrigés, du moins atténués, (ii) que la cohérence physique soit renforcée par l'inversion du modèle $m \circ \Phi$.

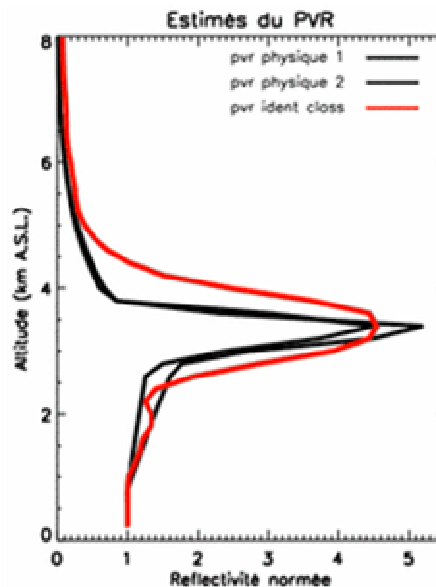


Figure 9.11 – identifications du PVR stratiforme par inversion des rapports de réflectivité le 09/09/2002 de 01h00 à 02h00 T.U. En noir, les deux PVRs identifiés par la méthode à base physique sans preconditionnement des rapports ; en rouge, le PVR identifié par la méthode classique preconditionnée.

La définition initiale du PVR en 60 paramètres/composantes (méthode classique) permet une reproduction performante des rapports de réflectivité (parfois au détriment du sens physique). Les limites du panel de PVRs reproductibles par Φ explique probablement la reproduction moins performante des rapports de réflectivité observée dans les deux cas étudiés (voir figure 5.5). Mais le gain en robustesse et en cohérence physique compense ce

défaut dans le bilan de la méthode. Les deux PVRs physiques identifiés avec des rapports dans les cas 1 et 2 sont en effet assez homogènes avec le PVR identifié classiquement avec un préconditionnement de ces données. La figure 9.11 en témoigne.

Dans le chapitre 5, nous avons adapté la méthode classique par préconditionnement des données en recherchant l'extraction de l'information la plus physiquement cohérente. Dans ces conditions, l'identification des PVRs est relativement satisfaisante. La relative homogénéité entre (i) le PVR identifié par préconditionnement des rapports dans la méthode initiale et (ii) les deux PVRs physiques identifiés sans préconditionnement des rapports confirme la présence d'une structure relativement cohérente dans la population des rapports de réflectivité, cependant masquée par un bruit important.

L'interprétation des paramètres physiques identifiés doit être menée avec réserve. Il semble inutile d'exploiter les paramètres identifiés en terme de profils verticaux (i) de la granulométrie, (ii) de la constante diélectrique des particules, (iii) de la masse volumique des particules, (iv) de la fraction massique d'eau liquide (figure 8.5) sans mesure de référence. Cependant, si la validation formelle des altitudes caractéristiques est impossible, les valeurs identifiées dans les deux cas présentent une cohérence qui est un indice de validité pour la description de la colonne précipitante stratiforme du 9 septembre 2002 à 02h00 T.U. Nous donnons dans le tableau ci-après les valeurs des paramètres physiques a priori et identifiés pour les cas 1 et 2.

symbole	H	M	S	Z_m	Dg
valeur a priori	3500 m	1000 m	10000 m	$1300 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	0.9
valeur identifiée cas 1	3755 m	1048 m	12000 m	$1233 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	0.863
valeur identifiée cas 2	3873 m	1265 m	12000 m	$1673 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	0.849

Tableau 9.2 – paramètres physiques identifiés.

Avec toute la prudence nécessaire à l'exploitation des résultats fournis par un modèle - par ailleurs simple - de la colonne précipitante, nous pouvons situer l'isotherme 0°C vers 3800 m d'altitude avec une incertitude de 400 m, et l'épaisseur de la couche de mélange à 1100 m avec une incertitude de 1000 m. Remarquons que la bande brillante des PVRs physiques est plus fine que celle du PVR identifié par la méthode classique. Bien qu'il soit difficile de se prononcer, elle serait peut être plus en concordance avec les ordres de grandeurs usuels de

l'épaisseur de la zone de mélange (quelques centaines de mètres). Notons que la valeur identifiée du degré de givrage est cohérente avec le type de précipitation.

En conclusion, la figure 9.11 montre une certaine convergence entre deux méthodes d'identification du PVR : (i) le préconditionnement des données et (ii) la formulation physique des paramètres du problème inverse. Il semble ainsi que l'efficacité de la synthèse d'information qu'est l'identification du PVR par inversion des rapports de réflectivité soit améliorée (i) par une sélection des données (ii) par une réduction du nombre de paramètres à identifier. Dans la section suivante, ces approches sont conjointement mises en oeuvre.

9.6.2 identification physique du PVR avec préconditionnement des rapports

Les améliorations de la méthode inverse portant sur les paramètres et les données sont conjointement exploitées. Les paramètres à identifier et les conditions de calcul sont les mêmes que dans la section précédente, et nous considérons cette fois le préconditionnement des rapports établis pour la méthode classique.

Nous traitons en outre l'identification de la colonne convective du 9 septembre 2002 à 02h00 T.U. Cette configuration différente de la colonne précipitante permet de tester l'adaptabilité de la méthode à différents types de précipitations. Rappelons que le cas de la colonne convective présente des aspects délicats d'identification, notamment pour la définition des altitudes caractéristiques et des zones de phase. Nous partons de la même initialisation dans les deux cas.

Symbole	H	M	S	Z_m	Dg
valeur a priori	3500 m	1000 m	10000 m	$1300 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	0.9
valeur identifiée	4175 m	2010 m	8839 m	$1296 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	0.837

Tableau 9.3 – paramètres physiques identifiés pour le PVR stratiforme.

Symbole	H	M	S	Z_m	Dg
valeur a priori	3500 m	1000 m	10000 m	$41110 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	0.9
valeur identifiée	4594 m	1756 m	12000 m	$33860 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$	1.02

Tableau 9.4 – paramètres physiques identifiés pour le PVR convectif.

Le PVR convectif a priori est proche du PVR stratiforme a priori. Les PVRs identifiés sont présentés dans la figure 9.12 :

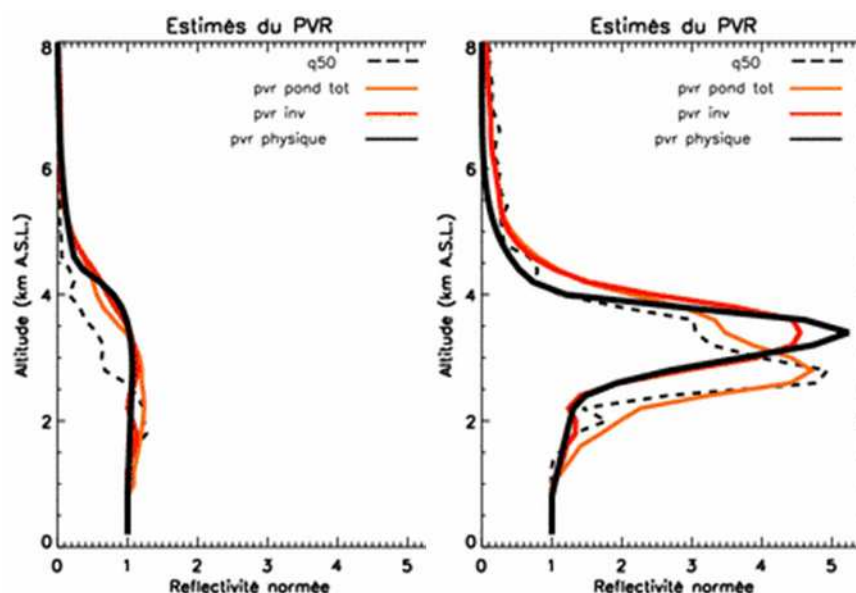


Figure 9.12 – PVRs estimés à partir des données du radar de Bollène le 09/09/02 et cumulées de 01h00 à 02h00 T.U., considérant (i) les pixels convectifs à gauche (ii) les pixels stratiformes à droite. Le PVR apparent pondéré (trait plein orange), le PVR identifié par la méthode classique d'inversion des rapports préconditionnés (trait plein rouge) et le PVR identifié par la méthode à base physique d'inversion des rapports préconditionnés (trait plein noir) sont représentés en échelle naturelle.

Avec des données préconditionnées, le PVR identifié par la méthode classique et le PVR identifié par la méthode à base physique sont proches. Les oscillations du premier sont cependant régularisées avec le second. Notons également que le PVR identifié à base physique semble moins sensible au paramétrage a priori que la méthode initiale.

Là encore, l'interprétation des paramètres physiques identifiés doit être menée avec réserve. Nous nous concentrons sur les altitudes caractéristiques et le degré de givrage. Les valeurs d'altitude identifiées pour les deux types de pluie présentent une relative cohérence : le sommet du nuage précipitant et l'altitude supérieure de la zone de mélange sont supérieurs dans le cas convectif que dans le cas stratiforme. Cela est cohérent avec le fort développement vertical de la convection les 8-9 septembre 2002. Par contre, les précipitations stratiformes sont par contre caractérisées par une épaisseur étonnamment forte de la zone de mélange ; nous avons déjà noté cette particularité pour cet événement. La valeur identifiée pour le degré de givrage est cohérente avec le type de précipitation. Notons que dans le cas convectif, le

degré de givrage sort légèrement de son domaine de définition (tableau 8.1). Nous y voyons un indice de la description imparfaite des particules dans la zone de mélange convective. La relative cohérence de ces éléments constitue peut être un indice de validité pour la description des précipitations du 9 septembre 2002 vers 02h00 T.U. par le modèle de PVR.

La robustesse de la méthode à base physique vis-à-vis des données et du paramétrage a priori sont confirmés en réitérant le calcul à l'échelle de l'évènement des 8-9 septembre 2002. Les distributions des PVRs identifiés en continu sont montrées sur la figure 9.13.

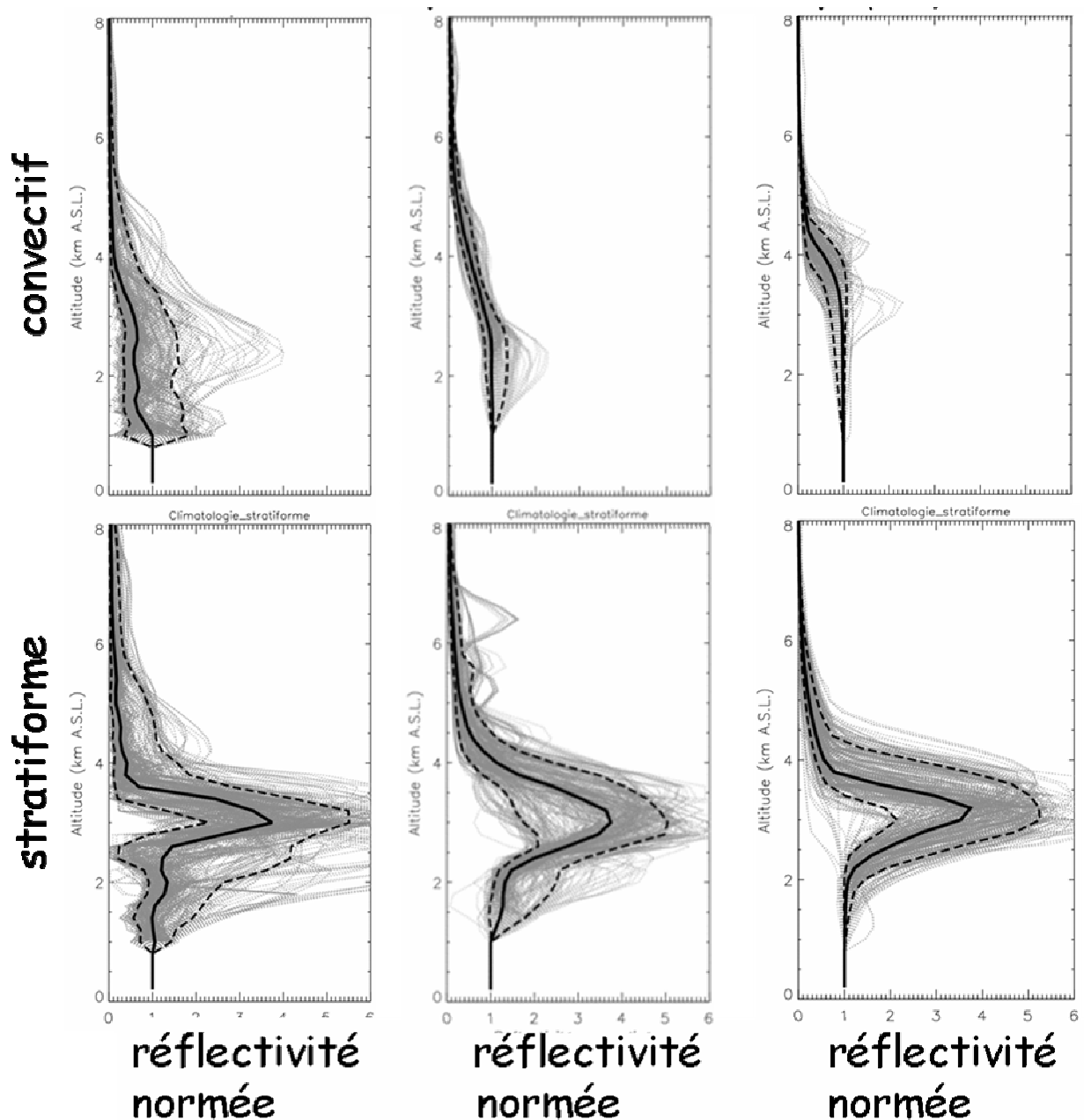


Figure 9.13 – distributions des PVRs pour l'évènement du 8-9 septembre 2002. La médiane (trait noir plein) et les quantiles 10% et 90% (traits noirs pointillés) des valeurs sont montrés par altitude. Les distributions commencent vers 11h00 le 8 et finissent vers 18h00 le 9 septembre. En haut sont figurés les PVRs convectifs et en bas les PVRs stratiformes. Sont figurées de gauche à droite les distributions des PVRs identifiés par inversion classique des courbes rapports non préconditionnés, les distributions des PVRs identifiés par inversion classique avec des rapports préconditionnés et les distributions des PVR identifié par inversion à base physique.

Notons la régularité de la distribution stratiforme des PVRs identifiés à base physique. La distribution convective équivalente s'écarte relativement des distributions de PVRs identifiés

par la méthode initiale. Cependant, la reproduction des rapports de réflectivité est globalement plus performante avec le PVR identifié à base physique, comme le montrent les courbes d'efficacité.

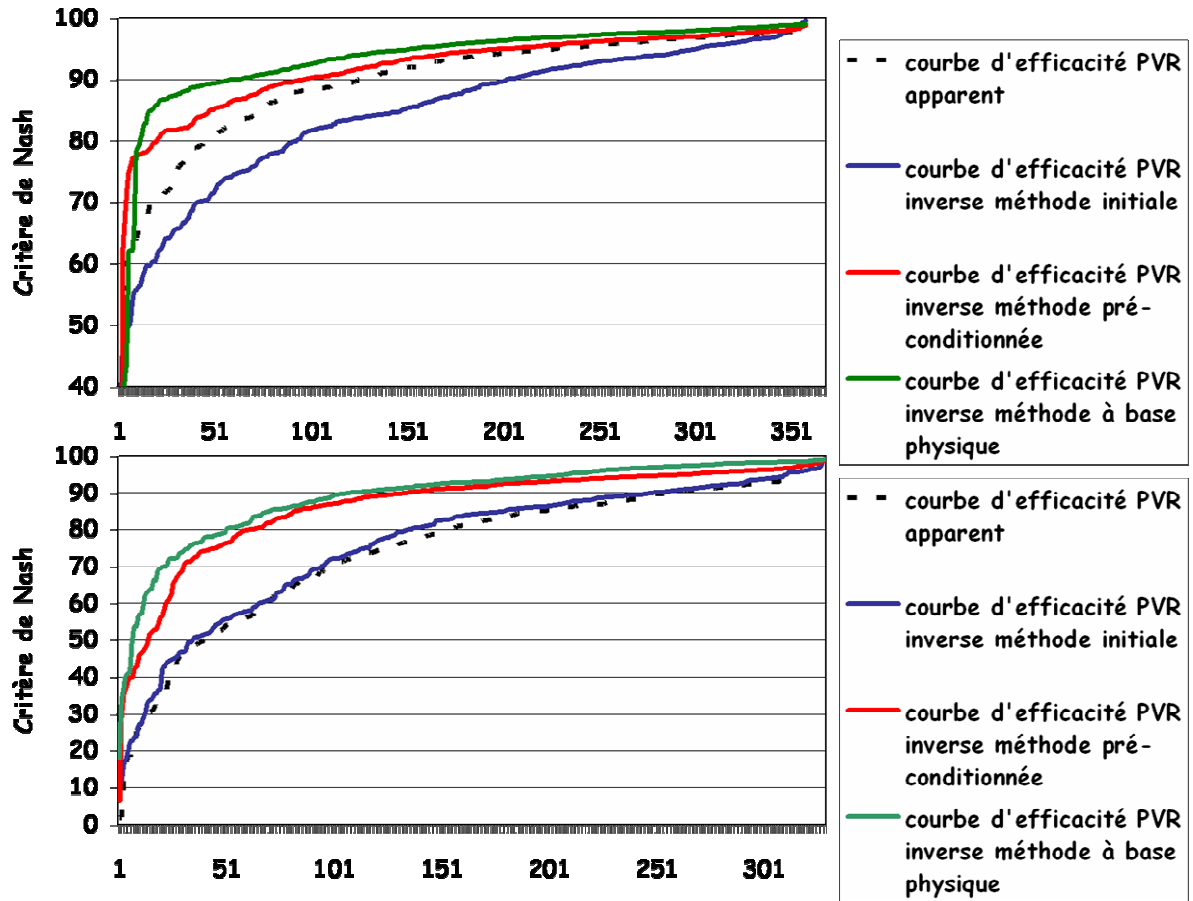


Figure 9.14 – courbes d'efficacité des PVRs apparents (courbes pointillées), des PVRs identifiés par inversion classique des courbes rapports non préconditionnés (courbes bleues), des PVRs identifiés par inversion classique des rapports préconditionnés (courbes rouges) et des PVRs identifié par inversion à base physique des rapports préconditionnés (courbes vertes) pour les pixels convectifs (en haut) et les pixels stratiformes (en bas) pendant l'évènement du 8-9 septembre 2002.

9.7 Conclusion

La nouvelle méthode d'identification du PVR à base physique par inversion des rapports de réflectivité résulte du couplage entre le modèle de PVR Φ et le modèle d'échantillonnage m . Cette méthode conduit à identifier conjointement (i) le PVR et (ii) les paramètres

physiques les plus consistants avec les rapports de réflectivité observés. Outre les nouvelles contraintes physiques, le modèle donne une large part à la valorisation de l'information a priori qui sert à l'initialisation de la méthode.

Dans le contexte prospectif de la méthode, nous avons fait le choix de n'introduire aucune covariance entre les paramètres du problème inverse. Nous conservons le prétraitement et la définition des covariances relatifs aux rapports de réflectivité, tels qu'ils sont définis dans le chapitre 5.

Afin de tester l'utilisation du modèle Φ dans le problème inverse, nous avons caractérisé dans un premier temps l'identification des paramètres physiques par inversion du PVR. Nous avons ensuite introduit l'échantillonnage du radar dans le problème. L'expérience montre que le modèle est adapté, et que l'algorithme parvient à optimiser tous les paramètres ensemble. Cette étude a également permis de définir les conditions d'utilisation de la méthode.

L'identification du PVR à base physique par inversion des rapports de réflectivité réels montre qu'il est toujours nécessaire d'écarter du traitement les rapports les moins représentatifs de la variabilité verticale de réflectivité pour améliorer les conditions d'inversion. Cependant, la méthode d'identification à base physique est beaucoup moins sensible à ce préconditionnement que la méthode classique. L'économie de paramètres grâce au modèle Φ induit un PVR identifié de forme plus simple. Cela explique probablement la reproduction moins performante des rapports pour l'exemple étudié. Mais le gain en robustesse et en cohérence physique compense ce défaut dans le bilan de la méthode.

Les deux approches d'amélioration pour l'identification du PVR, à savoir le préconditionnement des données, et la formulation physique des paramètres du problème inverse, convergent vers la même solution. Leur mise en œuvre conjointe montre l'adaptabilité de la méthode à différents types de précipitations et sa robustesse pour une utilisation en continu à l'échelle d'un évènement. Avec quelques paramètres (5), il semble envisageable de proposer une méthode d'inversion pour TRADHy, en remplacement de l'inversion statistique actuelle. Elle pourrait offrir le gain d'un paramétrage plus réduit, plus de robustesse, ainsi qu'un temps de calcul réduit car il n'est pas nécessaire de calculer le PVR apparent pour initialiser cette méthode.

Avec cette approche, l'identification des paramètres physiques est indissociable de celle du PVR. Leur valorisation constitue une question ouverte. Elle doit être conditionnée par le modèle de PVR à base physique employé.

Chapitre 10

Conclusions générales et perspectives

Sommaire

10.1	Conclusions	219
10.2	Perspectives	221
10.2.1	analyse de calcul du PVR apparent	221
10.2.2	modèle d'erreur de l'estimation des précipitations par radar	222
10.2.3	introduction de l'identification de PVR à base physique dans TRADHy.....	223
10.2.4	vers l'identification du PVR en stéréo-radar.....	224
10.2.5	emploi du formalisme d'échelle pour les mesures radar.....	224

10.1 Conclusions

Le travail présenté dans ce mémoire est consacré à l'étude de l'estimation quantitative des précipitations au sol à l'échelle régionale par radar météorologique. Il traite particulièrement des précipitations intenses de la région Cévennes-Vivarais, dans le cadre de l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais. Il s'est appuyé sur les données recueillies par le radar météorologique opérationnel de Bollène du réseau ARAMIS en 2002 (Delrieu et al., 2005). Il a apporté des éléments de valorisation d'une stratégie d'observation volumique de l'atmosphère par un radar en zone montagneuse.

Notre travail s'est inscrit dans le développement collectif d'une chaîne de traitements de données radar pour l'estimation quantitative des précipitations au sol : les Traitements Régionalisés et Adaptatifs des Données radar pour l'Hydrologie (TRADHy). Dans le mémoire, nous avons dans un premier temps présenté les étapes de ce logiciel. Tout d'abord, une technique est implémentée pour identifier et traiter les échos non pluvieux qui parasitent significativement les mesures radar en bande S. Ensuite, deux algorithmes dédiés à l'identification des types de pluie (convectif et stratiforme) sont couplés à l'identification des profils verticaux de réflectivité. Il s'agit de traiter de manière différenciée l'hétérogénéité verticale des précipitations avant de projeter la mesure au sol. Les réflectivités sont ainsi

corrigées à différentes altitudes. Elles sont ensuite combinées pour estimer la réflectivité au sol. Cette dernière est enfin convertie en intensité de pluie par application de relations Z-R. Notre contribution a concerné les profils verticaux de réflectivité, ainsi que l'évaluation des lames d'eau obtenues avec TRADHy.

Le Profil Vertical de Réflectivité est estimé par type de pluie sur des supports géographiques variables dans le temps. Cependant, la discrétisation d'échantillonnage du champ pluvieux par le radar et l'intégration de la mesure par le faisceau constituent des facteurs limitants pour cette estimation. La définition du domaine d'identification est une étape essentielle du traitement. Il doit tenir compte de la variabilité du PVR, et doit convenir au suivi du champ pluvieux par le radar. Nous avons ainsi pris soin de définir correctement ce domaine. Pour l'estimation, nous nous sommes placés dans la continuité de la méthode statistique d'identification du PVR par inversion des rapports de réflectivité, proposée par Andrieu et Creutin (1995). Nous avons étendu cette méthode au cas de supports géographiques évolutifs dans le temps afin de considérer le type de précipitations. La méthode est initialisée avec un PVR apparent calculé au voisinage du radar. Dans le cadre de l'expérience Bollène 2002 et de TRADHy, nous avons touché aux limites de l'identification des PVRs par la méthode des rapports. La variabilité du PVR explique la difficulté éprouvée par la méthode à proposer une synthèse satisfaisante des données. Parmi ces dernières, on a cherché à isoler celles qui présentent une certaine cohérence. Pour cela, l'extraction du minimum d'information nécessaire à une identification complète du PVR, tout en assurant le maximum de représentativité, a été effectuée. Cette synthèse préliminaire favorise les conditions numériques du calcul. Le calcul explicite de l'incertitude sur les données a permis d'orienter préférentiellement, et de manière plus réaliste qu'auparavant, le travail d'inversion sur les données retenues. Les résultats obtenus semblent corrects et, par rapport à d'autres méthodes testées, présentent un gain en terme de représentativité du champ pluvieux par le PVR, et un gain significatif en terme de qualité de la lame d'eau obtenue au sol (réduction du biais d'estimation ; Delrieu et al., 2008).

L'évaluation des traitements, par la caractérisation de l'incertitude de l'estimation de pluie par radar, est un aspect important du travail. En complément de TRADHy, l'établissement d'un modèle d'erreur relatif à la mesure des précipitations par radar météorologique est en effet un enjeu capital pour l'utilisation de ces données, par exemple en modélisation hydrologique. En raison de la variété des sources d'erreur affectant la mesure, la seule solution pratique pour aborder cette question repose sur la confrontation des estimations radar avec les mesures pluviométriques au sol. Nous avons développé une technique basée sur la

géostatistique pour établir une pluie de référence à partir de données pluviométriques : le variogramme permet la détection de valeurs aberrantes et la caractérisation de la structure spatiale de la pluie. La spatialisation des mesures ponctuelles est effectuée par la technique du krigeage. La variance d'estimation « de bloc » permet alors de sélectionner un ensemble de valeurs pluviométriques que l'on peut considérer comme fiables. Ensuite, nous avons établi et analysé la distribution statistique et la structure spatio-temporelle des résidus entre estimations radar et valeurs de référence. Nous avons ainsi proposé un modèle pour caractériser cette distribution et cette structure. Le modèle d'erreur recherché semble dépendre des échelles spatiales et temporelles considérées. Il doit être conditionné par le cumul de pluie, la distance au radar et le type de précipitations.

Un aspect plus prospectif de ce travail concerne le renouvellement de la méthode d'identification du PVR par une approche d'identification à base physique. On a proposé un modèle de PVR. Il calcule un PVR à partir des profils verticaux pour la phase, pour la masse volumique et pour la distribution granulométrique des hydrométéores. Nous l'avons intégré dans la méthode d'identification du PVR. En diminuant le nombre de paramètre par rapport à la méthode initiale et en introduisant des contraintes plus physiques, cette approche vise à améliorer la robustesse d'identification du PVR. La nouvelle méthode identifie conjointement (i) le PVR et (ii) les paramètres physiques du champ pluvieux les plus cohérents avec les observations. L'identification des paramètres physiques en conditions simulées a permis (i) de confirmer l'adaptation du modèle proposé à l'objectif suivi et (ii) de définir les conditions d'utilisation de la méthode. En conditions d'identification réelles, l'économie de paramètres induit un PVR identifié de forme plus grossière. Mais le gain en robustesse et en cohérence physique compense ce défaut dans le bilan de la méthode. Sa mise en œuvre pour l'évènement du 8-9 septembre 2002 a montré son adaptabilité à différents types de précipitations et sa robustesse pour une utilisation en continu à l'échelle d'un évènement.

10.2 Perspectives

10.2.1 analyse de calcul du PVR apparent

Comme en témoigne la littérature, un estimé apparent du PVR peut être calculé de plusieurs manières. On peut citer diverses méthodes proposées par Koistinen (1991), Franco et al. (2002, 2004), Germann et Joss (2002)... Ces calculs diffèrent par les hypothèses effectuées sur la structure de la réflectivité, la norme du PVR, d'éventuelles données supplémentaires... Dans le chapitre 4, nous avons proposé deux estimés apparents du PVR à

partir des réflectivités échantillonnées au voisinage du radar. Ces différentes approches de calcul sont difficiles à comparer les unes aux autres. A partir des considérations abordées paragraphe 3.2, il s'avèrerait donc utile d'élaborer un formalisme pour décrire le calcul du PVR apparent. Dans le cadre de ce formalisme, la définition de critères de comparaison entre différents estimés apporterait une aide pour effectuer des choix de travail. On pourrait également envisager la définition d'une erreur potentielle d'estimation du PVR apparent par rapport au PVR vrai.

10.2.2 modèle d'erreur de l'estimation des précipitations par radar

Le modèle d'erreur des précipitations radar permet une description détaillée de la qualité d'estimation. L'amélioration de la robustesse dans sa mise en oeuvre est un objectif prioritaire pour son développement. Elle pourrait entrer dans le cadre de l'établissement de réanalyses pluviométriques en cours au LTHE pour l'ensemble de la période 2000-2008. Il semble également intéressant d'évoluer à partir des supports ponctuels (pixels radar kilométriques) vers des supports plus adaptés à l'hydrologie, comme les bassins versants. Une difficulté réside dans l'ignorance d'une vérité au sol : bien que la méthode la prenne en compte, le champ de précipitation vrai reste inconnu.

Il est nécessaire de ramener la mesure radar et la mesure pluviométrique à la même représentativité spatiale. Elle peut être choisie en fonction de la résolution demandée (surface d'un bassin versant). Cela nécessite l'estimation à partir des images radar, de 'lames radar' sur la surface de ces bassins, et de 'lames d'eau sol' à partir des mesures pluviométriques disponibles. La représentativité des lames d'eau sol doit pouvoir être estimée avec l'écart-type de leurs erreurs d'estimation. Sa connaissance permet de juger si les écarts entre lames d'eau pluviométriques et lames d'eau radar sont significatifs. Pour cela, on peut envisager l'utilisation de la méthode EVS (« error variance separation method ») proposée par Ciach et Krajewski (1999).

Cette caractérisation ouvre ensuite la voie à la mise en oeuvre de techniques de simulation conditionnelle. Elles permettront de générer des scénarios réalistes de pluie spatialisée ou intégrée spatialement à l'échelle d'un bassin versant. On pourra analyser l'impact des incertitudes sur les pluies dans divers systèmes de modélisation hydrologique.

10.2.3 introduction de l'identification de PVR à base physique dans TRADHy

Des travaux ont permis de prendre en compte l'hétérogénéité verticale des précipitations dans le traitement des données radar (Germann et Joss, 2002 ; Kitchen et al., 1994 ; Andrieu et Creutin, 1995). L'auscultation volumique à courte période procure une information en 3D sur les réflectivités, qui est enrichie par les travaux sur la délimitation de zones de pluie homogènes (Steiner et al., 1995 ; Sanchez-Diezma et al., 2000 ; Chapon, 2006). Caumont et al. (2006) ont développé un simulateur de radar qui intègre des éléments de microphysique des précipitations. Cependant, nous avons toujours besoin d'un moyen permettant de faire une synthèse cohérente de toutes ces données. On peut considérer deux objectifs complémentaires :

- améliorer la méthode existante d'identification des PVRs. Il s'agit d'homogénéiser des PVRs observés à des distances différentes et de remplacer les contraintes statistiques par une interprétation plus physique ;
- enrichir le problème inverse. Il s'agit de renforcer notre interprétation physique des PVRs, et plus généralement d'être capable de prendre en compte toute l'information qui peut sembler utile. Par exemple, l'apport de la mesure par radar polarimétrique peut être envisagé.

L'introduction du modèle à base physique de PVR dans la méthode inverse est une réponse possible à ces deux besoins. D'une part, il offre un cadre physique à une identification initialement de nature statistique et numérique. D'autre part, il enrichit la problématique d'identification des caractéristiques verticales des précipitations. Il autorise la prise en compte d'information supplémentaire. Le modèle de la colonne précipitante doit être adapté aux connaissances actuelles sur la variation verticale des grandeurs physiques relatives aux précipitations.

Les résultats préliminaires obtenus avec l'identification à base physique du PVR encouragent son implémentation dans TRADHy. Le faible nombre de paramètres utilisés autorise le développement du modèle de PVR. Un objectif serait l'élargissement du panel de PVRs reproductibles. Les premiers essais, relatifs à un assouplissement de la représentation du PVR dans la zone inférieure, sont concluants. Ils semblent orienter la méthode d'identification vers un ajustement séquentiel des paramètres.

10.2.4 vers l'identification du PVR en stéréo-radar

La mise en œuvre satisfaisante de TRADHy au cas du radar de Bollène encourage son extension au traitement conjoint des données des radars de Bollène et de Nîmes. L'observation des précipitations à l'échelle régionale à l'aide de deux radars météorologiques multi-sites est un axe de développement majeur pour le développement de techniques d'observation dans la zone de l'OHMCV.

Le contrôle de la stabilité du système radar, la détermination de son domaine de détection ou l'élimination des échos fixes sont des opérations qui n'autorisent pas le croisement des mesures des deux radars. Par contre, l'estimation conditionnelle du PVR au type de pluie pourrait gagner en robustesse et en qualité en utilisant au mieux l'information locale des deux capteurs qui observent le même champ pluvieux sous deux angles de vue. Dans cette optique, le préconditionnement des rapports de réflectivité, et en particulier le calcul explicite de leur incertitude, constitue un aspect qui peut être valorisé.

10.2.5 emploi du formalisme d'échelle pour les mesures radar

Dans le modèle de PVR, nous avons eu recours au formalisme d'échelle pour décrire la granulométrie des précipitations dans la phase liquide. Nous nous sommes appuyés sur le PVR (le facteur de réflectivité radar est pris comme moment de référence) et sur un modèle de granulométrie avec des paramètres d'échelle. La formulation d'échelle de la DGP (i) permet un ajustement statistiquement plus robuste d'une paramétrisation de la DGP sur les observations et (ii) fournit un cadre de travail cohérent pour le traitement des variables de travail. La conceptualisation du champ de réflectivité en phase liquide par des PVR_{nn} (section 2.6.2) et son couplage avec le formalisme d'échelle ouvre des perspectives en terme de modélisation du champ précipitant mesuré par le radar. On peut penser à (i) la projection en altitude des interprétations d'observation de la granulométrie au sol, (ii) l'étude de la granulométrie en fonction de l'altitude et (iii) l'extension du modèle de colonne précipitante vers une interprétation du champ précipitant en champ de DGP. L'utilisation du formalisme d'échelle autorise la comparaison de différents modèles de granulométrie.

La technologie double polarisation permet potentiellement d'accéder à des informations sur la granulométrie échantillonnée par le radar (estimation du facteur de réflectivité et d'un diamètre caractéristique, par exemple). Elle offre une opportunité d'employer le formalisme d'échelle en altitude. Dans la perspective où le radar de Nîmes sera prochainement équipé de cette technologie, cela constitue une piste de développement de TRADHy.

Références

Adler, R. F. et R. A. Mack (1984). Thunderstorm cloud height-rainfall rate relations for use with satellite rainfall estimation techniques. *Journal of Applied Meteorology* **27**, pp. 31–51.

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**(1), pp. 225–239.

Andrieu H., J. D. Creutin, G. Delrieu et D. Faure (1997). Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part I: Radar measurement interpretation. *Journal of Hydrology* **193**, pp. 1-25.

Andrieu H., J. D. Creutin et D. Faure (1997). Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part II: Radar measurement validation. *Journal of Hydrology* **193**, pp. 26-44.

Andrieu H., G. Delrieu et J. D. Creutin (1995). Identification of vertical profiles of reflectivities for hydrological applications using an inverse method. Part II: sensitivity analysis and case study. *Journal of Applied Meteorology* **34**(1), pp. 240-259.

Atlas D. et C. W. Ulbrich (1977). Path- and area-integrated rainfall measurements by microwave attenuation in the 163 cm band. *Journal of Applied Meteorology* **16**, pp. 1322–1331.

Battan L. (1973). Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago Press.

Beard K. (1976). Terminal velocity and shape of cloud and precipitation drops aloft. *Journal of the Atmospheric Sciences* **33**, pp. 851-864.

Beard K. (1977). Terminal velocity adjustment for cloud and precipitation drops aloft. *Journal of the Atmospheric Sciences* **34**, pp. 1293-1298.

Beard K. (1985). Simple altitude adjustments to raindrop velocities for Doppler radar analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **2**, pp. 468–471.

Berne A. (2002). *Précipitations Méditerranéennes Intenses en Milieu Urbain : Interprétation Physique et Analyse statistique des Mesures à Fines Echelles Spatio-Temporelles, Impact de*

la Variabilité Spatiale sur la Réponse des Bassins Versants. Ph. D. Thesis, Univ. J.Fourier, Grenoble

Berne A., G. Delrieu et H. Andrieu (2005). Estimating the vertical structure of intense Mediterranean precipitations using two X-band weather radar systems. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **22**, pp. 1656-1675.

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., G. Delrieu, J. D. Creutin et C. Obled (2004). Temporal and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology. *Journal of Hydrology* **299**, pp. 166-179.

Borga M., E. Anagnostou et W. Krajewski (1997). A simulation approach for validation of a brightband correction model. *Journal of Applied Meteorology* **36**, pp. 1507–1518.

Boudevillain B. et H. Andrieu (2003). Assessment of vertically-integrated liquid water content radar measurement. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **20**, pp. 807–819.

Caumont O., V. Ducrocq, G. Delrieu, M. Gosset, J. P. Pinty, J. Parent Du Châtelet, H. Andrieu, Y. Lemaître, G. Scialom (2006). A Radar Simulator for High-Resolution Nonhydrostatic Models. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **23**, pp. 1049-1067.

Carbone R. E. et L. D. Nelson (1978). The evolution of raindrop spectra in warm-based convective storms as observed and numerically modeled. *Journal of the Atmospheric Sciences* **35**, pp. 2302–2314.

Chapon B. (2006). *Etude des pluies intenses en région Cévennes-Vivarais – Régionalisation des traitements radar et analyse granulométrique des pluies au sol (Heavy rainfall in the Cévennes-Vivarais region - Regionalization of the radar data processing and DSD analysis)*. PhD Thesis of the Joseph Fourier University. Ph. D. thesis, Univ. J.Fourier, Grenoble, pp. 187.

Chapon B., G. Delrieu, M. Gosset et B. Boudevillain (2008). Variability of rain drop size distribution and its effect on the Z-R relationship : A case study for intense Mediterranean rainfall. *Journal of Atmospheric Research* **87**, pp. 52-65.

Clemens M., G. Peters, J. Selmann et P. Winkler (2006). Time-height evolution of measured raindrop size distributions. *Proceedings of ERAD*, pp. 137-140.

- Ciach G. J.** (2003). Local Random Errors in Tipping-Bucket Rain Gauge Measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **20**, pp. 752-759.
- Ciach G. J. et M. Gebremichael.** Empirical modeling of the uncertainties in radar rainfall estimates. In *Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*.
- Ciach G. J., E. Habib et W. F. Krajewski** (2003). Zero-covariance hypothesis in the error variance separation method of radar rainfall verification. *Advances in Water Resources* **26**, pp. 573–580.
- Ciach G. J. et W. F. Krajewski** (1999). On the estimation of rainfall error variance. *Advances in Water Resources* **2**, pp. 585-595.
- Ciach G. J. et W. F. Krajewski** (1999). Radar-raingauge comparison under observational uncertainties. *Journal of Applied Meteorology* **38**, pp. 1519-1525.
- Ciach J. G., M. L. Morrissey et W.F. Krajewski** (2000). Conditional bias in radar rainfall estimation. *Journal of Applied Meteorology* **39**, pp. 1941-1946.
- Creutin J. D. et C. Obled** (1982). Objective analysis and mapping techniques for rainfall fields: An objective comparison. *Water Resources Research* **18**, pp. 413-431.
- Creutin J. D., G. Delrieu et T. Lebel** (1988). Rain measurement by raingage-radar combination: A geostatistical approach. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **5**, pp. 102-115.
- Delrieu G.** (1986). *Evaluation 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, pp. 200.
- Delrieu G.** (1998). *Contributions à l'hydrologie radar des zones urbaines et montagneuses*. Université Joseph Fourier, Diplôme d'habilitations à diriger des recherches, pp. 48.
- Delrieu G., A. Bellon et J. D. Creutin** (1988). Estimation de lames d'eau spatiales à l'aide de données de pluviomètres de radar météorologique. *Journal of Hydrology* **98**, pp. 315-344.
- Delrieu G., B. Boudevillain, J. Nicol, B. Chapon, P. E. Kirstetter et H. Andrieu** (submitted). Bollène 2002 experiment: radar rainfall estimation in the Cévennes-Vivarais region, France. Part 1: innovative identification procedures. *Journal of Applied Meteorology*.

- Delrieu G., J. D. Creutin et H. Andrieu** (1995). Simulation of X-band weather radar mountain returns using a digitized terrain model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* **12**, pp. 1038-1049.
- Delrieu G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payraastre, E. Yates, P. E. Kirstetter, H. Andrieu, P. A. Ayrat, C. Bouvier, J. D. Creutin, M. Livet, S. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. Parent-du-Chatelet, 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 Cévennes-Vivarais Mediterranean Hydro-meteorological Observatory. *Journal of Hydrometeorology* **6**, pp. 34-52.
- Delrieu G., P. E. Kirstetter et B. Boudevillain** (2006). Vers un modèle d'erreur pour la mesure des pluies par radar météorologique / Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation. *La Houille Blanche* **6**, pp. 27-32.
- Delrieu G., P. E. Kirstetter, J. Nicol et L. Neppel** (2004). L'événement pluvieux des 8-9 septembre 2002 dans le Gard : Estimation des précipitations par radars et pluviomètres / The 8-9 September 2002 rain event in the Gard region, France: Rainfall estimation using radar and rain gauge observations. *La Houille Blanche* **6**, pp. 93-98.
- Doviak R. J. et D. S. Zrnic** (1993). *Doppler radar and weather observations*. Ed. Academic Press, pp. 458.
- Fabry F. et I. Zawadzki** (1995). Long-term radar observations of the melting-layer of precipitation and their interpretation. *Journal of the Atmospheric Sciences* **52**, pp. 838-851.
- Fabry F. et W. Szyrmer** (1999). Modeling of the Melting Layer. Part 2 : Electromagnetic. *Journal of the Atmospheric Sciences* **56**, pp. 3593-3600.
- Field P. R., R. J. Hogan, P. R. A. Brown, A. J. Illingworth, T. W. Choularton et R. J. Cotton** (2005). Parametrization of ice-particle size distributions for mid-latitude stratiform cloud. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **131**, pp. 1997-2017.
- 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.
- Franco M., D. Sempere-Torres, R. Sanchez-Diezma et H. Andrieu** (2004). Improvements in weather radar rain rates estimates at the ground using a methodology to identify the vertical profile of reflectivity from volume radar scans. *Proceedings of ERAD*, pp. 368-373.

- Foote G. B. et P. S. duToit** (1969). Terminal velocity of raindrops aloft. *Journal of Applied Meteorology* **8**, pp. 249–253.
- Fujiwara M.** (1965). Raindrop-size distribution from individual storms. *Journal of the Atmospheric Sciences* **22**, pp. 585–591.
- 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.
- Germann U., G. Galli, M. Boscacci et M. Bolliger** (2006). Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **132**, pp. 1669-1692.
- Habib E., G. J. Ciach et W. F. Krajewski** (2004). A method to filtering out raingauge representativeness errors from the verification distributions of radar and raingauge rainfall. *Advances in Water Resources* **27**, pp. 967-980.
- Habib E., W. F. Krajewski et A. Kruger** (2001). Sampling errors of tipping-bucket rain gauge measurements. *Journal of Hydrologic Engineering*, pp. 159-166
- Hardaker P., A. Holt et C. Collier** (1995). A melting-layer model and its use in correcting for the bright band in single-polarization radar echoes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society* **121**, pp. 495–525.
- 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*.
- Huet P., X. Martin, J. L. Prime, P. Foin, C. Laurain et P. Cannard** (2003). *Retour d'expérience des crues de septembre 2002 dans les départements du Gard, de l'Hérault, du Vaucluse, des Bouches-du-Rhône, de l'Ardèche et de la Drôme*. Technical report, Ministère de l'écologie et du développement durable, République Française.
- Jacq V.** (1994). Inventaire des situations à précipitations diluviennes sur les régions Languedoc-Roussillon, PACA et Corse, période 1958-1994 (Inventory of extreme precipitation events in the Languedoc-Roussillon, Provence Côte d'Azur and Corse regions in the period 1958-1994). *Phénomènes remarquables* **3**, Météo France, SCEM, pp. 190.

- Joss J. et U. Germann** (2000). Solutions and problems when applying qualitative and quantitative information from weather radar. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B : Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25**, pp. (837-841).
- Joss J. et E. G. Gori** (1978). Shapes of raindrop size distributions. *Journal of Applied Meteorology*, **17**, pp. 1054-1061.
- Joss J. et R. Lee** (1995). The Application of Radar-Gauge Comparisons to Operational Precipitation Profile Corrections. *Journal of Applied Meteorology* **34**, pp. 2612-2630.
- Joss J. et A. Waldvogel** (1990). Precipitation measurement and hydrology. In D. Atlas (Ed.), *Radar in Meteorology*, American Meteorological Society, pp. 577-606.
- Journel A. et C. Huijbregts C** (1978). *Mining Geostatistics*. London : Academic Press, pp. 600.
- Kirstetter P. E., G. Delrieu, B. Boudevillain et C. Obled** (submitted). Towards an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes-Vivarais region, France. *Advances in Water Resources*.
- Kitchen M. et R. M. Blackall** (1992). Representativeness Errors in Comparisons between Radar and Gauge Measurements of Rainfall. *Journal of Hydrology* **134**, pp. 13-33.
- Kitchen M., R. Brown et A. G. Davies** (1994). Real-time correction of weather radar data for the effect of bright band, range and orographic growth in widespread precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorology Society* **120**, pp. 1231–1254.
- Klaassen W.** (1988). Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences* **45**, pp. 3741–3753.
- Koistinen J.** (1991). Operational correction of radar rainfall errors due to the vertical reflectivity profile. In 26th *Conference on Radar Meteorology*, Paris, France, American Meteorological Society, pp. 91-94.
- Krajewski W. F., G. J. Ciach et E. Habib** (2003). An analysis of small-scale rainfall variability in different climatic regimes. *Hydrological Sciences Journal* **48**, pp. 151–162.
- Lebel T.** (1984). *Moyenne spatiale de la pluie sur un bassin versant : estimation optimale, generation stochastique et gradex des valeurs extrêmes*. Thèse de docteur-ingénieur, Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, pp. 347.

- Lebel T., G. Bastin, C. Obled et J. D. Creutin** (1987). On the accuracy of areal rainfall estimation: a case study. *Water Resources Research* **23**(11), pp. 2123–2134.
- Lee G. W. et I. Zawadzki**. Errors in rain measurements by radar due to the variability of drop size distribution. In *Sixth International Symposium on Hydrological Applications of Weather Radar*.
- Lee G. W. et I. Zawadzki** (2005). Variability of drop size distribution: time-scale dependence of the variability and its effects on rain estimation. *Journal of Applied Meteorology* **44**, pp. 241–255.
- Lee G. W., 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.
- Mie G.** (1908). *Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen*. Ann. Phys. Leipzig **25**, pp. 377–445.
- Miniscloux F., J. D. Creutin et S. Anquetin** (2001). Geostatistical Analysis of Orographic Rainbands. *Journal of Applied Meteorology*, **11**, pp. 1835–1854.
- Marshall J. et W.-M.-K. Palmer** (1948). The distributions of raindrops with size. *Journal of Meteorology* **5**, pp. 165–166.
- Menke W.** (1989). *Geophysical Data Analysis : Discrete Inverse Theory*. International Geophysics Series. Academic Press, pp. 289.
- Pellarin T.** (2001). *Visibilité hydrologique des radars météorologiques opérant en région montagneuse : application au bassin versant de l'Ardèche*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, pp. 200.
- 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**, pp. 539–555.
- Peters G., B. Fischer, H. Münster, M. Clemens et A. Wagner** (2005). Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, pp. 1930–1949.
- Probert-Jones J.** (1962). The radar equation in meteorology. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **88**, pp. 485–495.

- Pruppacher H. et J. Klett** (1998). *Microphysics of Clouds and Precipitation*. D. Reidel Publishing Company, Boston.
- Rayleigh J.W.S.** (1945). *The theory of sound*. Dover Publication Inc., New York
- Rinehart R. et R. Garvey** (1978). Three-dimensional storm motion detection by conventional weather radar. *Nature* **273**, pp. 287-289.
- Rivrain J.C.** (1997). Les épisodes orageux à précipitations extrêmes dans les régions méditerranéennes du sud de la France (Extreme storm-floods in the Mediterranean region of southern France). *Phénomènes remarquables* **4**, Météo France, SCEM, pp. 93.
- Rosenfeld D. et C. W. Ulbrich** (2003). Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities. *Radar and Atmospheric Science : A Collection of Essays in Honor of David Atlas, Meteorological Monographs*, **52**, American Meteorological Society, pp. 237-258.
- Roux F.** (1991). *Les orages. Météorologie des grains, de la grêle et des éclairs*. Paris : Payot, pp. 354.
- Russchenberg H. et L. P. Ligthart** (1993). Backscattering by and propagation through the melting layer of precipitation. *Proceedings of Olympus Utilisation Conference, Spain, European Space Agency*, pp. 629-634.
- Sanchez-Diezma R., I. Zawadzki et D. Sempere-Torres** (2000). Identification of the bright band through the analysis of volumetric radar data. *Journal of Geophysical Research* **105**, pp. 2225-2236.
- Sauvageot H.** (1982). *Radarmétéorologie : Télédétection Active de l'Atmosphère*. Eyrolles et CNET-ENST, pp. 226.
- Sempere-Torres D., J. Porr`a 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* **103**, 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). DSD identification following a pre-classification of rainfall type from radar analysis. In 29th *Conference on Radar Meteorology*, Montréal, Canada, American Meteorological Society, pp. 632-635.
- Steiner M., R. A. Houze et S. E. Yuter** (1995). Characterization of three dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *Journal of Applied Meteorology* **34**, pp. 1978-2007.
- Steiner M., J. A. Smith et R. Uijlenhoet** (2004). A microphysical interpretation of radar reflectivity rain rate relationship. *Journal of Atmospheric Sciences* **61**, pp. 1114-1131.
- Szyrmer W. et I. Zawadzki** (1999). Modeling of the melting layer. Part 1 : Dynamics and microphysics. *Journal of the Atmospheric Sciences* **56**, pp. 3573–3591.
- Tabary P.** (2007): The new French operational radar rainfall product. Part 1: methodology. *Weather and Forecasting* **22**(3), pp. 393-408.
- Tabary P., J. Desplats, K. Do Khac, F. Eideliman, C. Guégen et J.C. Heinrich** (2007). The new French operational radar rainfall product. Part 2: validation. *Weather and Forecasting* **22**(3), pp. 409-427.
- Tarantola A. et B. Valette** (1982). Generalized Nonlinear Inverse Problems Solved Using the Least Squares Criterion. *Reviews of Geophysics and Space Physics* **20**, pp. 219-232.
- 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. et D. A. Short** (1996). Evidence from tropical raindrop spectra of origin of rain from stratiform versus convective clouds. *Journal of Applied Meteorology* **35** , pp. 355–371.
- Triplet J. P. et G. Roche** (1986). *Météorologie générale* (Troisième ed.). Météo France.
- Uijlenhoet R.** (1999). *Parameterization of rainfall microstructure for radar meteorology and hydrology*. Thèse de doctorat, Wageningen University, The Netherlands, pp. 279.
- 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., 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 implication for radar rainfall estimation. *Journal of Hydrometeorology* **4**, pp. 43–61.
- Ulaby F.T., R. K. Moore et A. K. Fung** (1986). *Microwave Remote Sensing : Active and passive (vol. 2)*. Artech House Publishers.
- Ulbrich C. et D. Atlas** (1997). Rainfall microphysics and radar properties: analysis methods for drop size spectra. *Journal of Applied Meteorology* **37**, pp. 912–923.
- Vignal B.** (1998). Mesure des précipitations par radar: influence de la résolution du faisceau et de l'atténuation. Identification par méthode inverse des profils verticaux de réflectivité et des profils radiaux d'atténuation. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 233 pp.
- Vignal B., H. Andrieu et J. D. Creutin** (1999). Identification of vertical profiles of reflectivity from voluminal radar data. *Journal of Applied Meteorology*, **38**(8), pp. 1214-1228.
- Vignal B., G. Galli, J. Joss et U. Germann** (2000). Three methods to determine profiles of reflectivity from volumetric radar data to correct precipitation estimates. *Journal of Applied Meteorology* **39**(10), pp.1715–1726.
- Vignal B. et W. F. Krajewski** (2000). Large sample evaluation of two methods to correct range dependant error for WSR-88D rainfall estimates. *Journal of Hydrometeorology* **2**, pp. 490-504.
- Waldvogel A.** (1974). The N_0 jump of raindrop spectra. *Journal of the Atmospheric Sciences* **31** (4), pp. 1067–1078.
- Zawadzki I., W. Szyrmer, C. Bell et F. Fabry** (2005). Modeling of the melting layer. part 3 : The density Effect. *Journal of the Atmospheric Sciences* **62**, pp. 3705–3723.

Annexe 1

La mesure des précipitations par radar météorologique

Sommaire

A1.1	La mesure des précipitations	237
A1.1.1	diverses techniques de mesure des précipitations	237
A1.1.2	le radar météorologique.....	238
A1.2	Principe de la mesure par radar météorologique	239
A1.2.1	généralités.....	239
A1.2.2	particularités	240
A1.3	Le volume de résolution.....	243
A1.3.1	définition	243
A1.3.2	fonction de pondération radiale.....	243
A1.3.3	fonction de pondération angulaire.....	244
A1.3.4	le volume de résolution	246
A1.4	L'équation radar	247
A1.4.1	puissance rétrodiffusée vers le radar	248
A1.4.2	conditions de Rayleigh et facteur de réflectivité radar équivalent	250
A1.4.3	constante radar.....	250
A1.5	Discussion des hypothèses	251
A1.5.1	sur la localisation spatiale de la mesure	251
A1.5.2	sur l'extension spatiale de la mesure.....	251
A1.5.3	sur l'équation radar.....	251
A1.6	Conclusion.....	253

A1.1 La mesure des précipitations

A1.1.1 diverses techniques de mesure des précipitations

Parmi les moyens d'observation directe des précipitations figure le pluviomètre, qui mesure les hauteurs d'eau précipitée au sol. Le disdromètre recueille les caractéristiques des hydrométéores (typiquement leur diamètre ou leur vitesse).

Certains moyens d'observation indirects, comme le GPS, mettent à profit l'influence de la vapeur d'eau sur la propagation des ondes électromagnétiques. Le radar à ondes millimétriques est dédié à la caractérisation des gouttelettes nuageuses. Les hydrométéores

(pluie, neige et éventuellement grêle) sont détectées par le radar à ondes centimétriques. Les technologies spatiales exploitent l'image satellitaire et radar embarqué pour suivre le cycle de l'eau sur de grandes échelles. C'est l'objectif de programmes internationaux comme Tropical Rainfall Measurement Mission ou Global Precipitation Measurement. Les images satellitaires, travaillant dans le visible et l'infrarouge, fournissent des informations sur la température de brillance du sommet des nuages et permettent d'atteindre très indirectement les formations pluvieuses.

Chaque mesure est relative à une échelle de temps et d'espace propre. Elle n'est pas directement comparable avec les autres en raison de l'intermittence et de la variabilité des champs précipitants. L'étude de ces derniers tire plutôt parti de la complémentarité de l'information recueillie par différents capteurs.

L'estimation quantitative des précipitations privilégie l'utilisation du pluviomètre et du radar. Un pluviomètre fournit une hauteur d'eau précipitée relativement fiable car c'est une mesure directe. Elle est néanmoins ponctuelle : spatialiser l'information d'un réseau de pluviomètres demande le recours à l'interpolation, avec les incertitudes et les biais associés. Le radar météorologique fournit une perception du champ pluvieux assez complémentaire au pluviomètre.

A1.1.2 le radar météorologique

Initialement utilisée à partir des années 1930 pour le repérage des avions, la mesure radar s'est trouvée fortement parasitée par les précipitations. Le radar météorologique résulte d'un développement par lequel l'écho parasite du radar classique devient l'objet de la mesure.

Instrument de télédétection à part entière de l'hydrométéorologie, il est notamment dédié à l'observation des épisodes orageux. Il apparaît comme un moyen complémentaire de connaissance des champs pluvieux, permettant le suivi qualitatif des précipitations et la prévision des intensités à échéance de quelques heures au maximum. La structure tridimensionnelle des données obtenues permet également d'inférer l'organisation des précipitations dans les nuages. La projection de cette mesure tridimensionnelle au sol fournit une information spatialisée sur une vaste région avec une haute résolution spatio-temporelle adaptée aux besoins en hydrologie. La mesure de l'intensité pluvieuse est néanmoins indirecte et affectée d'erreurs quantitatives parfois importantes. Sa portée usuelle, quoique très dépendante du milieu environnant, est d'environ 100 km pour une application quantitative ; il permet néanmoins la détection de la convection atmosphérique jusqu'à 300 km de distance.

Aujourd'hui, une communauté nombreuse travaille à l'amélioration de la détection de divers phénomènes atmosphériques à l'aide du radar. Nous rappelons brièvement la théorie d'estimation des précipitations par le radar météorologique. Après un rappel du principe de la mesure (paragraphe A1.2), nous décrivons le volume d'échantillonnage de l'atmosphère dans le paragraphe A1.3. Nous établissons brièvement la relation qui relie la grandeur mesurée par le radar (la puissance rétrodiffusée par les hydrométéores) à la variable d'intérêt en météorologie radar : le facteur de réflectivité (paragraphe A1.4). Nous terminons par une discussion des hypothèses de cette relation dans le paragraphe A1.5.

Les paragraphes suivants font référence aux travaux de Sauvageot (1982), Doviak et Zrníc (1993), Ulaby et al. (1986) et Delrieu (1998).

A1.2 Principe de la mesure par radar météorologique

A1.2.1 généralités

Le système est composé de trois principaux éléments : un émetteur d'onde, une antenne et un récepteur.

La mesure se déroule en trois phases :

- l'émetteur produit par impulsion une onde électromagnétique de grande puissance (plusieurs centaines de kiloWatt) pendant une durée brève (τ , de l'ordre de la microseconde). L'onde émise est monochromatique et plane. Elle est caractérisée par une fréquence (de l'ordre du GigaHertz), une phase et une polarisation. Elle est émise dans l'atmosphère dans une direction imposée par l'antenne. La géométrie de cette dernière est conçue pour concentrer le signal dans un angle solide le plus petit possible ;
- l'onde se propage dans l'atmosphère à une vitesse c proche de la lumière. Les équations de Maxwell décrivent son évolution. D'abord cylindrique, le faisceau d'onde prend une forme conique sous l'effet de la diffraction. La cible illuminée par le faisceau, en l'occurrence une population d'hydrométéores, absorbe et diffuse une partie de la puissance incidente. Une fraction de la puissance rétrodiffusée est renvoyée vers le radar passé en mode écoute. La connaissance de la direction d'émission du radar et du délai de retour du signal permet de localiser la cible ;
- le signal rétrodiffusé est capté par l'antenne et transmis au récepteur. Ses caractéristiques dépendent de l'onde émise et de la taille, de la forme et des

propriétés diélectriques des diffuseurs. Cette information, utile pour l'hydrométéorologie, est extraite après amplification et traitement du signal.

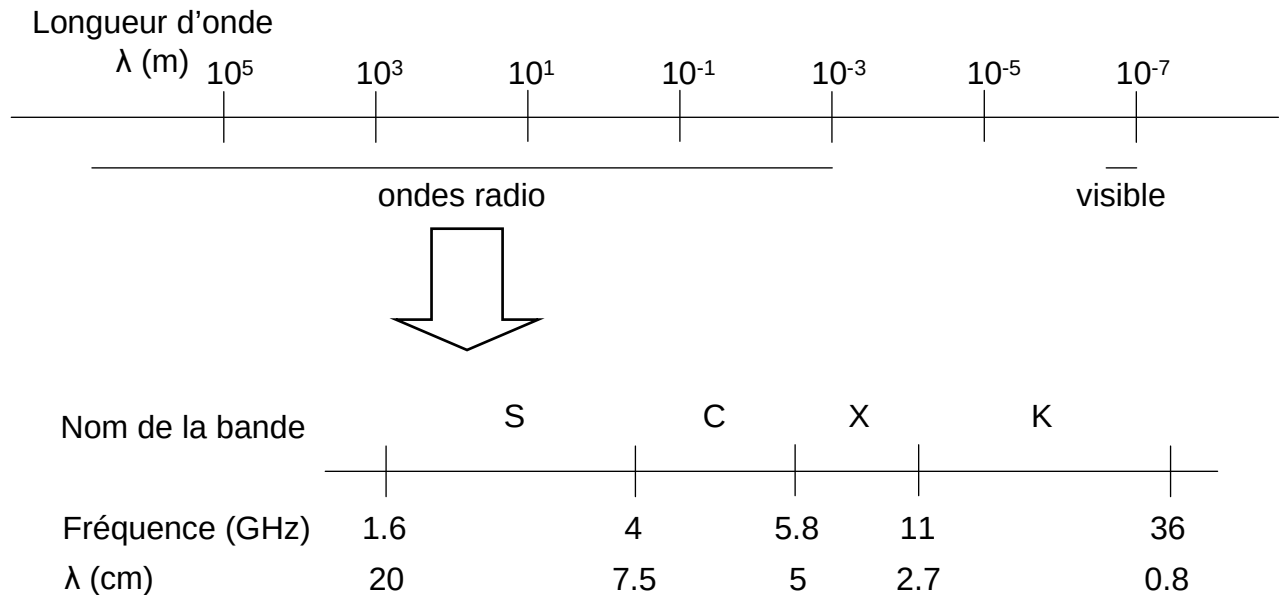


Figure A1.1 - gamme des longueurs d'ondes utilisées en hydrologie radar (d'après Ulaby et al., 1986). Seules les cibles dont la taille est au moins de l'ordre de grandeur de la longueur d'onde sont visibles par le radar. Les hydrométéores, dont la taille caractéristique varie de 100 μm à 10 mm, interagissent efficacement dans une gamme de longueur d'onde comprise entre 0.3 et 10 cm. Les radars météorologiques travaillent donc dans la gamme des micro-ondes afin de les détecter. La bande S détecte usuellement les tailles de particule allant de 0.6 mm à 10 mm et est peu affectée par le phénomène d'atténuation du signal. La bande K sert à étudier la vapeur d'eau (taille caractéristique moins de 10 μm) et est fortement atténuée par les précipitations. Les radars de Bollène et Nîmes travaillent en bande S (longueur d'onde 10.7 cm).

A1.2.2 particularités

La mesure par radar météorologique présente quelques particularités dont il faut tenir compte en vue d'une exploitation.

- la distance séparant le radar d'une cible détectée est estimée en multipliant la moitié du temps de parcours de l'onde (trajet aller-retour) par sa célérité. La durée d'émission τ induit une ambiguïté dans la distance séparant le radar de la cible. Elle correspond à la distance aller-retour que peut parcourir l'onde pendant la durée τ ,

soit $\frac{c\tau}{2}$. Le signal capté par le récepteur provient ainsi des diffuseurs contenus dans un volume défini par la distance radiale $\frac{c\tau}{2}$ et l'ouverture angulaire du faisceau. Ce volume est appelé volume de résolution du radar. Il en sera traité plus en détails par la suite ;

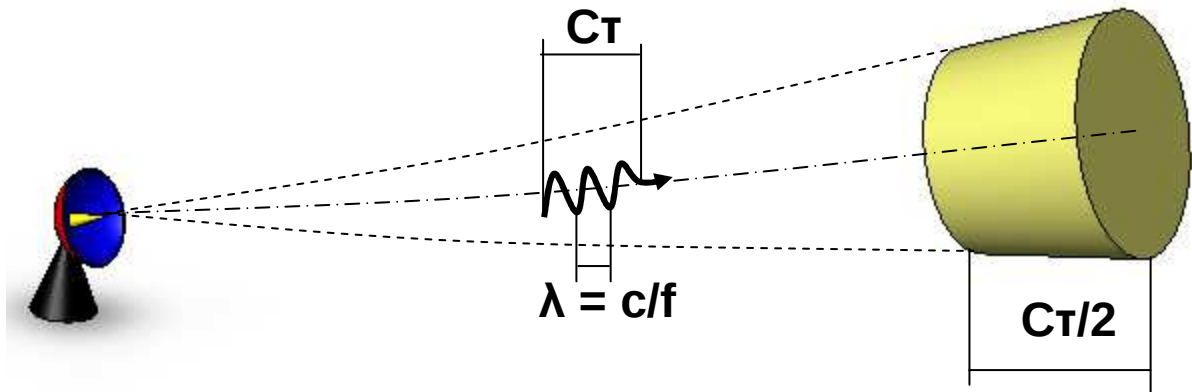


Figure A1.2 - émission du radar à la longueur d'onde λ . τ est la durée d'émission, c la célérité de l'onde (proche de la vitesse de la lumière) et f la fréquence de l'onde.

- en plus de la distance, on peut calculer l'altitude de mesure par la connaissance de l'angle d'élévation (ou angle de site) du radar et la courbure de la Terre. Il faut tenir compte de la variation de la densité des couches de l'atmosphère. En effet, le faisceau ne se propage pas en ligne droite comme dans du vide, mais suit une trajectoire courbe à cause du changement de l'indice de réfraction avec l'altitude (proche de 1 en conditions météorologiques normales). Dans certains cas, l'atmosphère présente une stratification particulière qui redirige le faisceau vers le sol. On parle alors de propagation anormale. En conditions normales, l'altitude de mesure est assez correctement calculée par approximation du rayon terrestre équivalent (Doviak et Zrnić, 1993) ;
- la capacité de la cible à réfléchir ou absorber l'onde est caractérisée par le concept de « section efficace » de rétrodiffusion ou d'absorption. Notons que la diffusion de l'onde par une particule n'est pas isotrope ;

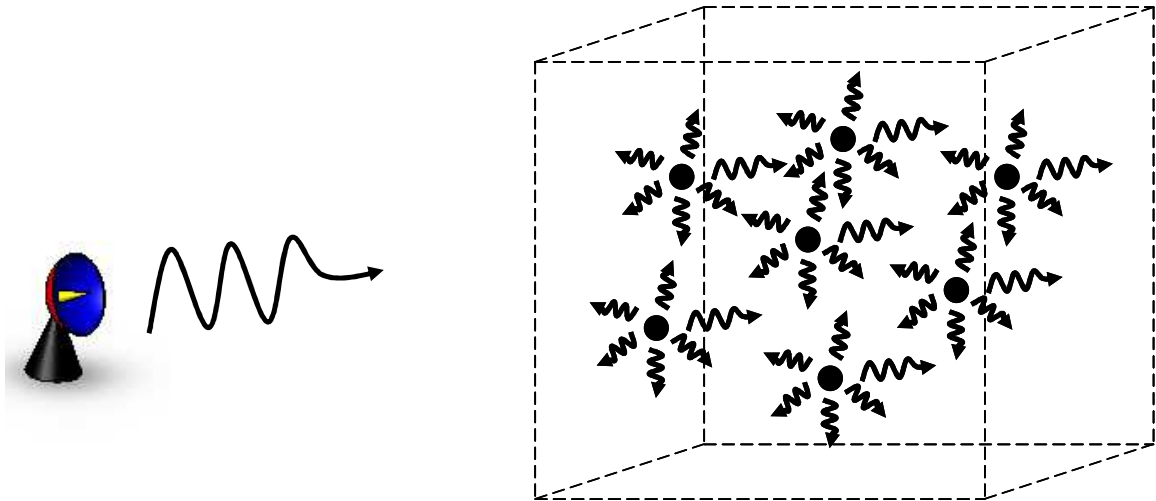


Figure A1.3 - diffusion par la cible (une population d'hydrométéores contenus dans un volume élémentaire) de l'onde émise par le radar. Le volume élémentaire permet de définir des grandeurs intégrales de la pluie (moments de la Distribution Granulométrique des Particules DGP).

- l'écho rétrodiffusé par la cible est analysé pour établir le taux précipitant dans le volume d'atmosphère sondé. Les récepteurs les plus courants extraient simplement la puissance rétrodiffusée par amplification logarithmique de l'amplitude du signal reçu. Le récepteur est caractérisé par son seuil de détection et sa dynamique. Par exemple, le radar de Bollène sur lequel nous travaillons à un seuil de -113 dBm et une dynamique de 80 dB, où dB est l'opérateur logarithmique ($-10\log_{10}()$) et m le milliWatt. Cela correspond à une puissance minimum détectable de $10^{-11,3}$ milliWatt et une puissance maximum détectable de $10^{-11,3} \cdot 10^8 = 10^{-3,3}$ milliWatt ;
- la technologie Doppler appliquée au radar météorologique vise à déduire la vitesse radiale des précipitations. Elle estime également celle des vents dans la basse atmosphère, en utilisant les hydrométéores comme traceurs. L'effet Doppler classique ne peut pas être utilisé, compte tenu des fréquences utilisées et de la vitesse de déplacement des particules précipitantes ($0-70 \text{ m.s}^{-1}$) : cela occasionne un très faible changement de fréquence. On utilise la différence de phase entre deux impulsions successives revenant d'un même volume sondé (paire d'ondes pulsées) pour caractériser le déplacement des cibles ;
- la double polarisation fournit des indications sur la forme des hydrométéores et sur le mélange de formes dans le volume sondé. L'exploitation de ces informations permet la détection du type de précipitation (pluie, neige, grêle, etc.).

La technologie Doppler équipe depuis très récemment le radar de Bollène. La technologie double polarisation doit équiper le radar de Nîmes très prochainement.

Nous considérons maintenant l'échantillonnage de l'atmosphère par le radar météorologique.

A1.3 Le volume de résolution

Le radar réalise un échantillonnage de l'atmosphère intégré dans un volume de résolution. Nous explicitons le critère qui permet de délimiter le volume. Dans un repère sphérique centré sur le radar (figure 1.3), ces limites sont caractérisées dans la direction radiale et la direction angulaire.

A1.3.1 définition

Le volume de résolution est défini comme le volume, centré en $M_0(r_0, \theta_0, \varphi_0)$, à l'intérieur duquel l'énergie émise par le radar permet aux hydrométéores situés en un point $M(r, \theta, \varphi)$ de contribuer significativement à la mesure (figure 1.3).

On définit une fonction de pondération d'énergie W_0 . Elle dépend de la position relative d'un diffuseur par rapport au centre du volume. Cette fonction se décompose en une composante radiale et une composante angulaire :

$$W_0(r, \theta, \varphi) = G_0 |W_r(r - r_0)|^2 W_a[(\theta - \theta_0), (\varphi - \varphi_0)] \quad (\text{A1.1})$$

- G_0 : gain en puissance de l'antenne pour l'axe du faisceau (décibels [dB]). Ce terme décrit sa capacité à concentrer l'énergie émise dans une direction donnée ;
- W_r : fonction de pondération radiale ;
- W_a : fonction de pondération angulaire.

A1.3.2 fonction de pondération radiale

La résolution radiale du volume est liée à une incertitude sur la distance radar-cible, causée par la durée d'impulsion τ du signal émis par le radar. Avec une impulsion idéalement rectangulaire, les échos d'hydrométéores séparés par une distance radiale inférieure à $dr = \frac{c\tau}{2}$ se chevauchent à la réception. Un récepteur réel étant limité par sa bande passante, Doviak et Zrnić (1993) proposent un modèle pour la fonction de pondération radiale :

$$|W_r(r - r_0)|^2 = \left\{ \frac{1}{2} [\operatorname{erf}(x + b) - \operatorname{erf}(x - b)] \right\}^2 \quad (\text{A1.2})$$

où $\operatorname{erf}(t) = \int_0^t e^{-u^2} dx$ est la fonction d'erreur, $x = \frac{2aB_6}{c}(r - r_0)$, $a = \frac{\pi}{2\sqrt{\ln(2)}}$ et $b = \frac{B_6\pi}{2}$,

B_6 étant la bande passante à 6 dB du récepteur.

A1.3.3 fonction de pondération angulaire

Pour la mesure, il est plus intéressant de concentrer l'énergie dans un faisceau aussi fin que possible. Mais l'antenne n'est pas une source d'émission monodirectionnelle idéale. L'énergie est répartie suivant un diagramme de rayonnement autour de l'axe principal, qui constitue la direction dans laquelle l'énergie est maximale. La répartition angulaire d'énergie autour de l'axe est donnée par :

$$W_a[(\theta - \theta_0), (\varphi - \varphi_0)] = G_0^2 f^4[(\theta - \theta_0), (\varphi - \varphi_0)] \quad (\text{A1.3})$$

où G_0 est le gain de l'antenne et f^2 est la distribution angulaire normée de l'énergie par rapport à l'axe du faisceau. Elle est connue au travers du diagramme de rayonnement. Si l'antenne est un paraboloïde de révolution, la distribution de puissance est considérée présenter une symétrie de révolution par rapport à l'axe ($\theta = \varphi$), et l'expression se simplifie :

$$W_a[(\theta - \theta_0), (\varphi - \varphi_0)] = f^4[\psi] \quad (\text{A1.4})$$

où ψ est la distance angulaire à l'axe du faisceau.

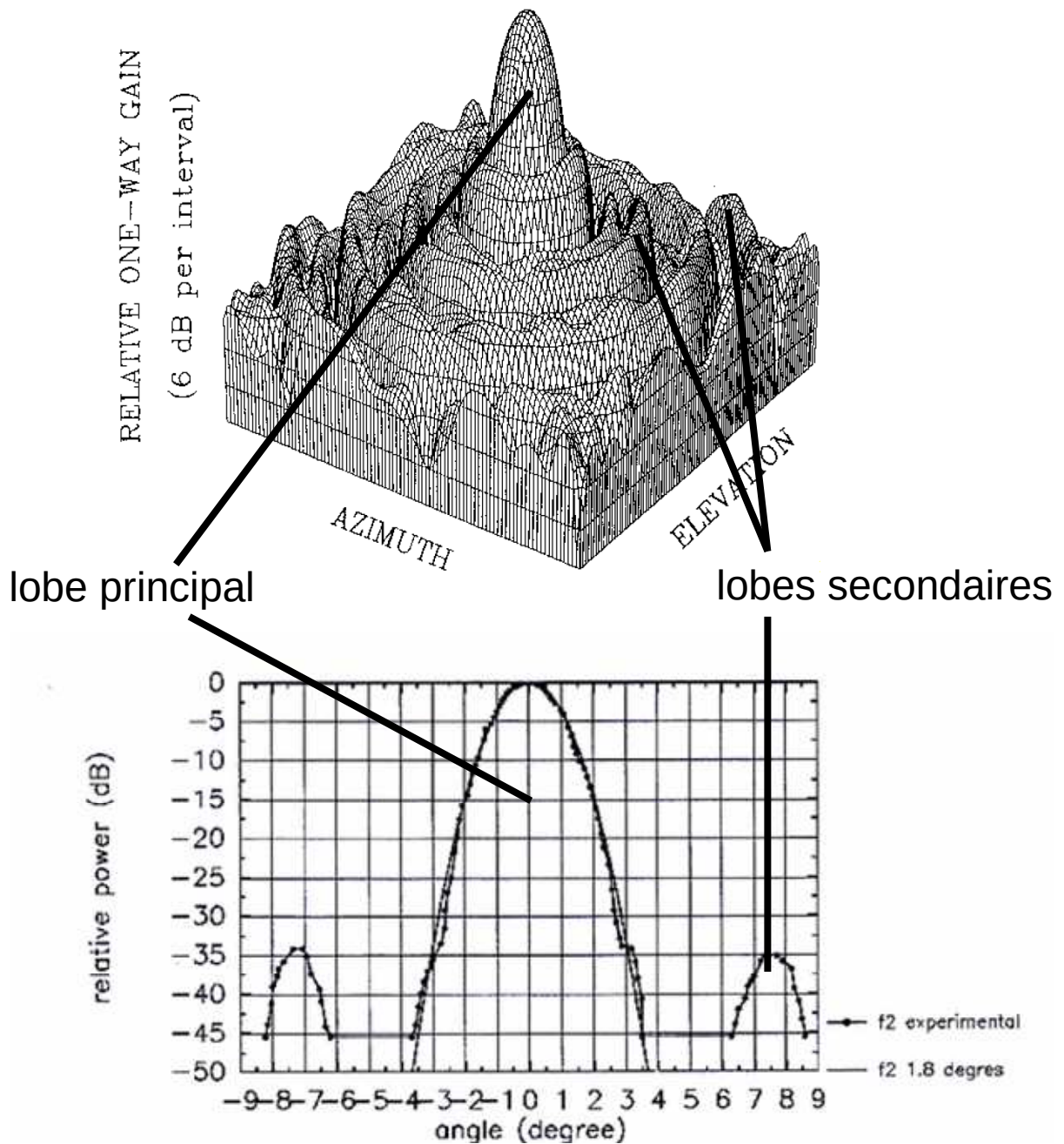


Figure A1.4 - en haut, vue tridimensionnelle d'un diagramme d'antenne (d'après R. Rinehart, 2001). L'énergie rayonnée par l'antenne est inégalement répartie dans l'espace. Certaines directions sont privilégiées : ce sont les lobes de rayonnement. Le lobe principal est distingué des lobes secondaires. En bas, diagramme de rayonnement et modélisation d'un lobe principal pour un angle d'ouverture à -3dB de 1.8° avec le modèle de Probert-Jones (d'après Pellarin, 2001). La distribution de puissance est supposée présenter une symétrie de révolution par rapport à l'axe. Le modèle représente correctement le lobe principal.

La fraction directionnelle utile pour la mesure radar correspond aux directions vers lesquelles l'énergie émise est suffisamment importante pour permettre aux hydrométéores illuminés de contribuer significativement au signal rétrodiffusé global. Les lobes secondaires sont très inférieurs au lobe principal (de 30dB à 40dB, soit d'un rapport 1000 à 10000 fois moindre) ; ils peuvent cependant contribuer significativement à la mesure s'ils illuminent des cibles fortement réfléchives (des structures métalliques, par exemple). La fraction utile se limite à une partie du lobe principal. Le modèle gaussien que Probert-Jones (1962) propose du lobe principal s'écrit :

$$f^2(\psi) = e^{-\frac{\psi^2}{\gamma^2}} \quad (\text{A1.5})$$

$$\text{où } \gamma^2 = \frac{\psi_{3dB}^2}{4\ln(2)}.$$

Le paramètre ψ_{3dB} est l'ouverture du faisceau à -3dB. Le faisceau prend alors la forme d'un cône d'angle d'ouverture déterminé par les directions correspondant à la coupure retenue. ψ_{3dB} dépend de la longueur d'onde λ et du diamètre de l'antenne D . Sauvageot (1982) en propose une formule approchée :

$$\psi_{3dB} = 70 \frac{\lambda}{D} \quad (\text{A1.6})$$

A1.3.4 le volume de résolution

Le volume de résolution est défini par des fonctions de pondération radiale (équation A1.2) et de pondération angulaire (équation A1.5) qui sont mathématiquement non bornées. Ses limites r_s et ψ_s sont définies en fixant un seuil en deçà duquel l'énergie émise par le radar est considérée négligeable par rapport à la valeur prise selon l'axe du faisceau, pour permettre aux cibles illuminées de contribuer significativement au signal rétrodiffusé. Le volume de résolution s'écrit alors :

$$V_s = \left\{ M(r, \theta, \phi) \in \mathbb{R}^3 / |r - r_0| \leq \frac{r_s}{2}; \psi \leq \frac{\psi_s}{2} \right\} \quad (\text{A1.7})$$

L'ouverture du faisceau à -3dB définit un volume de résolution aux limites duquel l'énergie est deux fois moins grande par rapport à l'axe. Ce volume englobe 78 % de l'énergie totale (voir figure A1.5). L'écho d'une hydrométéore observé dans la direction correspondant au seuil de -3dB est reçu à un niveau inférieur de 6dB à celui de la même cible observée dans

l'axe du faisceau. Le tableau suivant donne les caractéristiques du volume de résolution V_s , et le pourcentage d'énergie contenu à l'intérieur, pour plusieurs valeurs de seuil 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
énergie (%)	78.0	90.7	96.2	98.3	99.2	99.6	99.9	99.9

Tableau A1.1 – caractéristiques du volume de résolution et pourcentage d'énergie correspondant

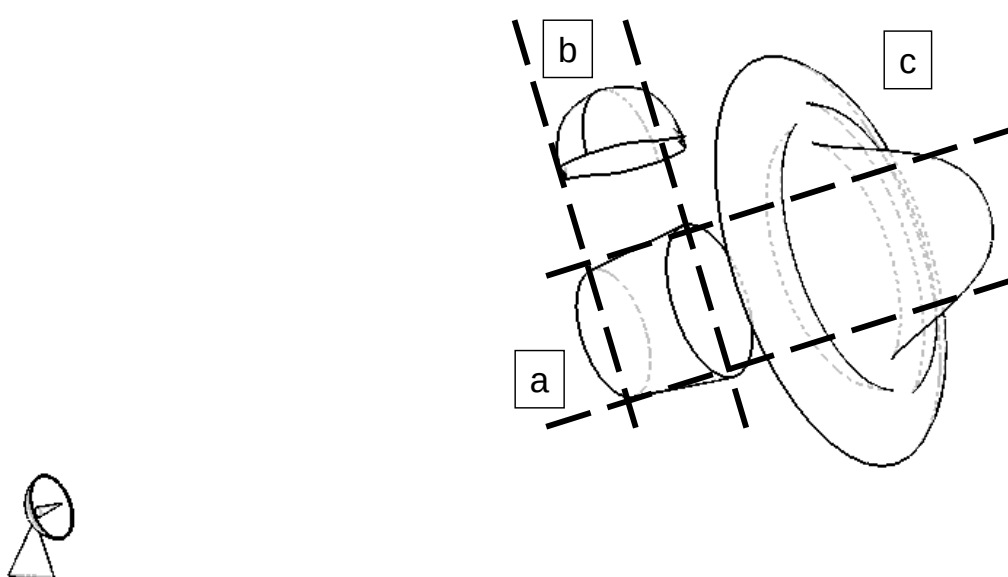


Figure A1.5 - volume de résolution (a). Les traits pointillés figurent la limite à -3dB qui délimitent le volume dans la distribution d'énergie radiale (b) et la distribution d'énergie angulaire (diagramme d'antenne c).

A1.4 L'équation radar

Les hydrométéores illuminés dans le volume de mesure (le volume de résolution) V_{mesure} , diffusent une partie de l'énergie reçue vers le radar. Le comportement ondulatoire des diffuseurs permet de déduire indirectement certaines de leurs caractéristiques importantes en hydrométéorologie. Nous considérons les hydrométéores distribués dans le volume et utilisons la notation intégrale. Le caractère aléatoire des diffuseurs en terme de localisation, taille et déplacement appelle une approche probabiliste du signal rétrodiffusé. Nous rappelons ici l'équation qui relie la mesure radar à la grandeur météorologique d'intérêt : la réflectivité.

Cette équation repose sur des hypothèses qui visent à distinguer les caractéristiques de l'appareil et du milieu sondé.

A1.4.1 puissance rétrodiffusée vers le radar

Le rayonnement diffusé par un hydrométéore est anisotrope. Dans l'impossibilité de considérer chaque hydrométéore en particulier, le problème est simplifié en supposant la diffusion isotrope. La puissance rétrodiffusée P_r recueillie par le radar s'écrit en intégrant les contributions en provenance du volume sondé :

$$P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \int_{V_{mesure}} C_1 W_0 \frac{A^2 \eta}{r^4} dV \quad (A1.8)$$

- C_1 : constante relative aux caractéristiques du radar ;
- A : facteur d'interception (masque, atténuation) du signal sur le trajet radar-cible ;
- η : densité volumique de section efficace de rétrodiffusion σ_r .

L'équation fait apparaître un terme caractéristique de l'appareil, C_1 , appelée constante du radar. Elle dépend de la puissance émise et de la longueur d'onde :

$$C_1 = \frac{P_e \lambda^2 A_{ar}}{(4\pi)^3} \quad (A1.9)$$

- P_e : puissance de crête émise ;
- λ : longueur d'onde ;
- A_{ar} : facteur de perte entre l'émetteur et l'antenne.

Le facteur d'interception A tient compte du blocage (relief) et de l'absorption partielle du signal par le milieu de propagation et par d'éventuelles cibles présentes sur le trajet. La dynamique d'évolution du milieu et des hydrométéores supposée négligeable devant la dynamique d'échange entre le radar et la cible, ce terme est considéré constant et mis au carré pour un trajet aller-retour. Notons qu'en bande S où travaille le radar de Bollène, l'atténuation du signal est négligeable.

En coordonnées sphériques $dV = r^2 \sin(\theta) d\theta d\varphi dr$:

$$P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \int_r \int_\varphi \int_\theta C_1 G_0^2 \eta(r, \theta, \varphi) |W_r(r)|^2 W_a(\theta, \varphi) \frac{A^2(r, \theta, \varphi)}{r^2} \sin(\theta) d\theta d\varphi dr$$

(A1.10) Cette équation présente l'inconvénient de dépendre aussi bien des caractéristiques de

l'appareil que du milieu sondé. Afin de distinguer les deux types de dépendances et d'isoler une grandeur physique mesurable, des hypothèses sont effectuées.

Une première hypothèse importante est de considérer $\eta(r, \theta, \varphi)$ homogène dans le volume d'échantillonnage du radar. Elle suppose le volume suffisamment petit pour que les hydrométéores y soient uniformément répartis. Compte tenu de la taille du volume, qui est très supérieure à l'échelle mésoscopique de définition des variables intégrales de la DGP, c'est une hypothèse forte surtout à distance du radar. L'équation (A1.10) se réécrit ;

$$P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \eta(r_0, \theta_0, \varphi_0) C_1 G_0^2 \int_r \int_\varphi \int_\theta |W_r(r)|^2 W_a(\theta, \varphi) \frac{A^2(r, \theta, \varphi)}{r^2} \sin(\theta) d\theta d\varphi dr \quad (A1.11)$$

Une autre hypothèse est de considérer le terme d'interception $A(r, \theta, \varphi)$ constant dans le volume d'échantillonnage. C'est aussi une hypothèse forte en cas de masque, ou à distance du radar si on ne travaille pas en bande S. Soit r_s la longueur du volume de résolution (pour un seuil S fixé). A distance du radar, r_0 est grand devant r_s , d'où :

$$P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \eta(r_0, \theta_0, \varphi_0) \frac{A^2(r_0, \theta_0, \varphi_0)}{r_0^2} C_1 G_0^2 \int_0^{r_0 + \frac{1}{2}r_s} |W_r(r)|^2 \int_0^\pi \int_0^{2\pi} W_a(\theta, \varphi) \sin(\theta) d\theta d\varphi \quad (A1.12)$$

Nous avons présenté les hypothèses les plus importantes qui permettent d'écrire l'équation radar. Nous renvoyons le lecteur aux travaux de Doviak et Zrnić (1993) pour les détails de calculs. Finalement, la puissance rétrodiffusée vers le radar par les hydrométéores présents dans le volume de mesure s'écrit :

$$P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \frac{P_e G_0^2 \lambda^2 A_{ar} \psi_{3dB}^2 c \tau}{1024 \ln 2 \pi^2 l_r} A^2(r_0, \theta_0, \varphi_0) \frac{\eta(r_0, \theta_0, \varphi_0)}{r_0^2} \quad (A1.13)$$

où l_r est le facteur de perte du récepteur relatif à sa bande passante. La puissance rétrodiffusée est inversement proportionnelle à r^2 pour une cible distribuée dans un volume.

Connaissant les caractéristiques du radar et de propagation de l'onde dans l'air, cette équation donne la puissance rétrodiffusée en fonction de la variable d'intérêt pour l'hydrométéorologue : la réflectivité radar $\eta(r_0, \theta_0, \varphi_0)$. Cette dernière dépend cependant de la longueur d'onde.

A1.4.2 conditions de Rayleigh et facteur de réflectivité radar équivalent

Pour s'affranchir de la dépendance entre la réflectivité radar et la longueur d'onde, on suppose les conditions de Rayleigh vérifiées (la longueur d'onde est grande devant la taille caractéristique des hydrométéores). Cela est généralement le cas en bande S. La réflectivité radar η s'écrit alors en fonction du facteur de réflectivité Z et du facteur diélectrique des hydrométéores $|K|^2$. Une hypothèse importante sur ce dernier permet de définir le facteur de réflectivité radar équivalent : les hydrométéores sont considérés en phase liquide. Par défaut, $|K|^2$ est donc pris à sa valeur pour de l'eau liquide $|K_e|^2 = 0.93$ (équation 7.12) :

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_e|^2} \eta \quad (\text{A1.14})$$

Cela permet de réécrire l'équation radar pour l'ensemble des cibles distribuées dans le volume de mesure :

$$P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \frac{P_e \cdot G_0^2 \cdot A_{ar} \cdot \psi_{3dB}^2 \cdot c \cdot \tau \cdot \pi^3 \cdot |K_e|^2}{1024 \cdot \ln 2 \cdot \pi^2 \cdot l_r \cdot \lambda^2} A^2(r_0, \theta_0, \varphi_0) \frac{Z_e(r_0, \theta_0, \varphi_0)}{r_0^2} \quad (\text{A1.15})$$

A1.4.3 constante radar

Cette équation définit la constante radar C qui ne dépend que des caractéristiques de l'appareil. Elle permet de séparer les termes relatifs à l'appareil des termes relatifs au milieu sondé :

$$C = \frac{P_e \cdot G_0^2 \cdot A_{ar} \cdot \psi_{3dB}^2 \cdot c \cdot \tau \cdot \pi^3 \cdot |K_e|^2}{1024 \cdot \ln 2 \cdot \pi^2 \cdot l_r \cdot \lambda^2} \quad (\text{A1.16})$$

$$Z_e(r_0, \theta_0, \varphi_0) = \frac{P_r(r_0, \theta_0, \varphi_0)}{C A^2(r_0, \theta_0, \varphi_0)} r_0^2$$

Dans le cadre de la solution de Mie, le facteur de réflectivité radar équivalent est défini de manière à conserver l'expression de la constante radar C (équations 7.13 et 7.14) :

$$Z_e = \frac{\lambda^4}{\pi^5 |K_e|^2} \int_{\Omega_D} \sigma_M(D, \lambda, m_0) N(D, Z) dD \quad (\text{A1.17})$$

Dans la pratique, on utilise l'échelle logarithmique pour décrire les variations de forte amplitude du facteur de réflectivité :

$$dBZ = 10 \cdot \log_{10} \left(\frac{Z_e}{Z_0} \right), \text{ où } Z_0 = 1 \text{ mm}^6 \cdot \text{m}^{-3}$$

A1.5 Discussion des hypothèses

L'interprétation du signal radar est délicate, particulièrement en terme d'estimation des précipitations au sol. Cela peut être mis en relation avec les hypothèses effectuées à différents niveaux, tant sur la localisation spatiale et l'extension spatiale de la mesure, que sur l'établissement de l'équation radar.

A1.5.1 sur la localisation spatiale de la mesure

Afin de localiser spatialement l'échantillonnage de l'atmosphère, l'hypothèse suivante est effectuée :

- la propagation du faisceau est bien décrite par l'approximation du rayon terrestre équivalent (section A1.2.2).

La validité de cette hypothèse est difficile à vérifier car les conditions de propagation du faisceau dans l'atmosphère sont imparfaitement connues. On estime cependant la localisation spatiale de l'échantillonnage correcte la plupart du temps.

A1.5.2 sur l'extension spatiale de la mesure

Afin de limiter l'extension spatiale de l'échantillonnage :

- on considère que la fonction de directivité d'antenne est une gaussienne (section A1.3.3) ;
- les contributions au signal reçu en dehors de la fraction directionnelle utile sont négligées (section A1.3.4).

Les contributions en dehors de la fraction utile peuvent être significatives au signal rétrodiffusé en présence d'une cible très réfléchissante (ex : pylône métallique illuminé par un lobe secondaire...). Cependant, ce genre d'artefact est généralement écarté par traitement du signal à la réception.

A1.5.3 sur l'équation radar

L'équation radar (équation A1.15) met en relation la puissance mesurée par le radar et la réflectivité équivalente des hydrométéores illuminés dans le volume de mesure. Afin d'isoler,

dans le signal rétrodiffusé, l'information relative au milieu sondé et d'extraire une grandeur physique exploitable :

- la densité volumique de section efficace des particules précipitantes est supposée homogène dans le volume sondé (section A1.4.1) ;
- les conditions de Rayleigh sont supposées vérifiées (section A1.4.2) ;
- toutes les particules illuminées sont supposées en phase liquide (section A1.4.2) ;
- plus généralement, le signal rétrodiffusé est supposé provenir de particules précipitantes.

Ces hypothèses ne sont pas toujours vérifiées dans les conditions de mesure usuelles. Le radar n'échantillonne pas toujours de l'eau, et d'autres types de cibles peuvent contribuer au signal reçu : oiseaux, avions, relief, interactions avec un autre radar... Cela constitue un aspect du travail du radariste que de faire la part du signal pluvieux dans l'ensemble des échos reçus. Par ailleurs, une colonne précipitante peut s'étendre du sol jusqu'à l'altitude de la tropopause au maximum (cas de forte convection), à 12 km d'altitude environ. Le tableau 1.1 montre que le radar échantillonne un intervalle d'altitude hectométrique, voire kilométrique en fonction de la distance. La mesure intègre ainsi des processus microphysiques variés qui interviennent sur la granulométrie et la phase des hydrométéores.

L'hypothèse relative à la densité volumique des hydrométéores implique la constance de la DGP à l'intérieur du volume de mesure. Peu d'études ont portées sur les variations de la DGP au cours de la chute des hydrométéores. En phase liquide, Clemens et al. (2006) et Peters et al. (2005) utilisent des radars Doppler pointés verticalement et relient le signal mesuré à l'évolution de la DGP sur la verticale. Les résultats préliminaires semblent montrer une évolution significative de la DGP sur la verticale. Il est néanmoins délicat de fournir une estimation de l'évolution en fonction de l'altitude, qui doit être très variable en fonction des situations précipitantes. La DGP évolue donc très probablement à l'intérieur du volume de mesure, ainsi que ses variables intégrées comme le facteur de réflectivité radar et l'atténuation du signal. Il reste cependant difficile d'évaluer si cette évolution est significative au point de remettre en cause l'hypothèse effectuée. Il est néanmoins certain que les dimensions du volume de résolution doivent être considérées dans les traitements de la mesure radar.

Les hydrométéores sont supposés en phase liquide. Cette hypothèse est invalidée en présence de particules en phase solide, notamment en situation stratiforme. Elle peut être la cause d'une sous-estimation du facteur de réflectivité radar équivalent en phase solide (la constante diélectrique de la glace $|K_g|^2 = 0.17$). Dans une couche de mélange, cette

hypothèse entraîne une augmentation notable du facteur de réflectivité radar équivalent (phénomène de bande brillante) car les particules solides apparaissent comme des grosses gouttes liquides (paragraphe 2.4). Les conséquences de cette hypothèse sont traitées au travers de l'étude des Profils Verticaux de Réflectivité.

A1.6 Conclusion

Le radar météorologique échantillonne les systèmes précipitants dans un volume de résolution défini par la répartition d'énergie dans le faisceau. La puissance rétrodiffusée par les hydrométéores est liée, par le biais de l'équation radar, à un facteur de réflectivité équivalent. Les hypothèses de travail, toutes nécessaires qu'elles soient tant sur la localisation, l'extension spatiale de la mesure que sur l'établissement de l'équation radar, rendent délicate l'interprétation du signal radar. Cette mesure des champs précipitants est complexe à interpréter en intensité pluvieuse, car elle dépend de divers paramètres aussi bien extérieurs qu'intrinsèques au système d'observation.

Annexe 2

Précipitations atmosphériques

Sommaire

A2.1	Introduction	255
A2.2	Mécanismes météorologiques à l'origine des précipitations.....	255
A2.3	Processus microphysiques.....	257
A2.3.1	formation des gouttelettes nuageuses	258
A2.3.2	apparition des hydrométéores.....	258
A2.3.3	évolution des hydrométéores.....	260
A2.4	Observation radar : les pluies convectives et les pluies stratiformes	261
A2.4.1	les pluies stratiformes	262
A2.4.2	les pluies convectives	263
A2.5	Conclusion.....	263

A2.1 Introduction

Le principe de la mesure par radar s'appuie sur une connaissance des hydrométéores aux échelles microphysiques pour observer les précipitations de l'échelle locale (quelques kilomètres et quelques minutes) à la méso-échelle (quelques dizaines voire centaines de kilomètres et quelques heures).

Dans ce chapitre, nous rappelons quelques mécanismes qui interviennent dans la formation des précipitations. Comprendre ces mécanismes demande de considérer des domaines spatio-temporels très variés, caractéristiques aussi bien du système nuageux précipitant, que de la particule élémentaire précipitante. L'observation s'effectue dans un domaine nécessairement réducteur parmi l'ensemble de ces échelles.

A2.2 Mécanismes météorologiques à l'origine des précipitations

La formation des nuages à l'origine des précipitations est décrite par la thermodynamique de l'air humide (air sec et vapeur d'eau). La capacité de l'air à stocker la vapeur d'eau est

limitée par sa thermodynamique et gouvernée par les conditions en température. La saturation en vapeur d'eau d'une masse d'air est le plus souvent associée à une détente adiabatique.

Ce changement d'état peut résulter de plusieurs processus : refroidissement de l'air par contact avec une surface plus froide, refroidissement par rayonnement, par mélange de deux volumes d'air à des températures différentes... En particulier, la détente qui se produit pendant l'ascension dans l'atmosphère s'effectue généralement dans des conditions adiabatiques et s'accompagne d'un refroidissement (Roux, 1991).

L'ascendance par convection se produit lorsqu'une masse d'air, moins dense que l'air ambiant, s'élève sous la poussée d'Archimède. L'ascendance est déclenchée par tout phénomène qui induit le réchauffement et la dilatation de la base d'une colonne atmosphérique par rapport à son sommet. Cela peut être le réchauffement du sol par le soleil, ou l'irruption d'une masse d'air froid au dessus d'un sol chaud. Une fois le mouvement enclenché, il est maintenu si l'état de l'atmosphère garantit que la masse d'air reste moins dense que l'air ambiant. Elle arrive à saturation en vapeur à partir d'une altitude appelée niveau de condensation : le nuage se forme. Elle s'élève jusqu'au niveau où la pression ambiante est suffisamment faible pour annuler la poussée, au niveau d'équilibre thermique. Il détermine le sommet du nuage, dont l'altitude peut se trouver jusqu'à 12 km (tropopause) en cas de convection dite profonde. L'ascendance de masses d'air peut être compensée par un mouvement descendant de l'air environnant. On parle alors de cellule convective. La vitesse verticale moyenne caractéristique est de l'ordre du mètre voire de la dizaine de mètre par seconde.

L'extension horizontale de ce phénomène dépend des conditions à la base de la colonne et de l'état de l'atmosphère. A l'échelle locale, la cellule convective unitaire a une extension géographique de l'ordre de 10 km et une durée de vie inférieure à l'heure. Des cellules plus importantes (30-50 km) sont observées dans des conditions de fortes variations du vent avec l'altitude ; elles peuvent s'auto-entretenir plusieurs heures. Enfin, ces cellules peuvent se rassembler en systèmes convectifs de méso-échelle pouvant atteindre plusieurs centaines de kilomètres. Les circulations de méso-échelle se superposent alors aux mécanismes de formation des cellules convectives et les entretiennent parfois pendant plusieurs jours.

Les montagnes modifient les mouvements atmosphériques. Elles influencent ainsi la formation et la microphysique des précipitations. Lorsqu'une masse d'air approche d'un relief, celui-ci peut induire des ascendances suffisamment significatives pour permettre la formation d'un nuage. La dynamique et la microphysique qui s'établissent dans ces conditions sont étroitement liées à l'orographie. L'impact de cette dernière peut suivre

plusieurs mécanismes (Houze, 1993). L'extension géographique de ce phénomène est variable.

Les ascendances les plus étendues sont les ascendances de fronts liés les cyclones et aux systèmes dépressionnaires. A l'échelle synoptique (plusieurs milliers de kilomètres et plusieurs jours), un front résulte de la rencontre entre deux masses d'air aux caractéristiques différentes. On parle de front chaud lorsqu'une masse d'air chaud chasse une masse d'air froid ; la situation inverse est appelée front froid. L'air chaud s'élève toujours au dessus de l'air froid plus dense. Ce type d'ascendances est caractérisé par une extension géographique importante (plusieurs milliers de kilomètres) et par des vitesses verticales de l'ordre de quelques décimètres ou centimètres par seconde.

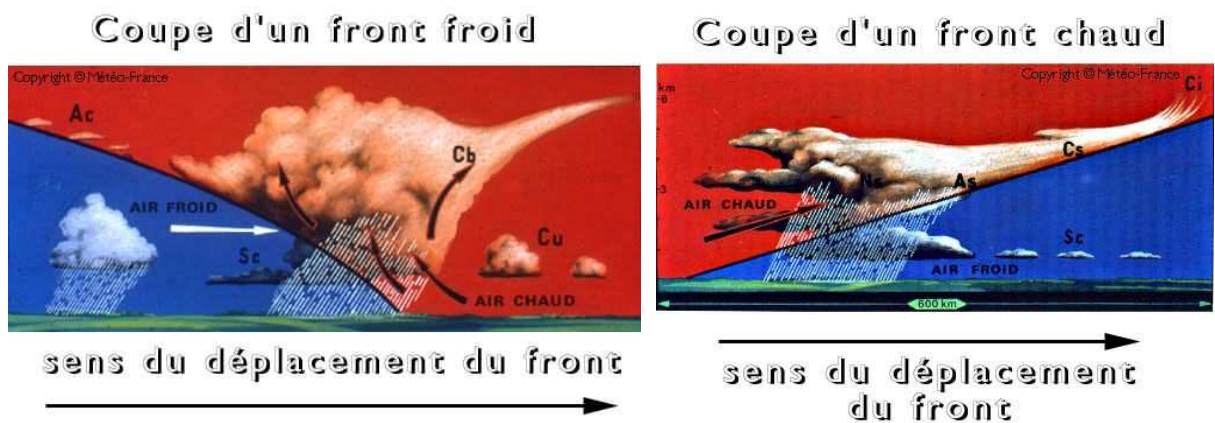


Figure A2.1 - précipitations frontales. A gauche, cas du front froid ; à droite, cas du front chaud (source : Météo France).

A2.3 Processus microphysiques

Dans le cadre de ces circulations de masses d'air, de nombreux processus se déroulent à l'échelle microscopique pour conduire à la formation de la pluie.

Nous présentons ici quelques mécanismes microphysiques à l'origine des précipitations, de la formation des gouttelettes nuageuses à la formation des hydrométéores et à leur évolution au cours de leur chute. On distingue la microphysique en phase chaude (présence d'eau en phase liquide et gazeuse dans les nuages sous l'isotherme 0°C) de la microphysique en phase mixte (présence d'eau sous les trois phases car l'isotherme 0°C traverse le nuage). Pour plus de détails, nous renvoyons le lecteur à l'ouvrage de Pruppacher et Klett (1998).

A2.3.1 formation des gouttelettes nuageuses

L'atmosphère, composée de gaz (parmi lesquels la vapeur d'eau), contient également des particules : les aérosols. Au niveau de condensation, la vapeur atteint la pression de vapeur saturante. La condensation (nucléation) s'effectue sur les noyaux de condensation que constituent certains aérosols. Si la température est inférieure à 0°C, la glaciation (passage de l'état liquide à l'état solide) ou encore de la déposition (passage de l'état gazeux à l'état solide) s'effectue également sur des aérosols pour former un cristal.

Le nuage commence à se former, avec des gouttelettes ou des petits cristaux de glace en suspension. La taille caractéristique des gouttelettes varie de quelques microns à 20-30 microns. Leur densité s'étale de quelques dizaines à quelques centaines par centimètre cube d'air. La taille caractéristique des cristaux peut être observées jusqu'à 2 mm, et de densité dépassant rarement l'unité par centimètre cube d'air. Un nuage est un milieu dispersé : la distance moyenne entre gouttelettes est environ 100 fois supérieure à leur diamètre moyen.

Les gouttelettes nuageuses ne sont pas encore des particules précipitantes ou hydrométéores. Trop petites, elles sont maintenues en suspension. Leur création est d'ailleurs souvent relative à des courants ascendants dont les vitesses sont (très largement) supérieures à leur vitesse de sédimentation. Cette vitesse dépend de leur poids, donc de leur dimension. Les premières précipitations sont perceptibles avec des gouttelettes d'au moins 50 microns (bruine, si la phase est liquide), et on parle de pluie avec des particules de taille variant de quelques dixièmes de millimètres à plus de 7 mm. Pour atteindre des vitesses de chute significatives, les gouttelettes nuageuses doivent croître en dimension dans un rapport de 10 à 100 en diamètre, ce qui correspond en volume (donc en poids) à un accroissement de 10^3 à 10^6 . Les précipitations se produisent donc avec un changement d'échelle de ces éléments.

A2.3.2 apparition des hydrométéores

Une fois les nuages formés, l'observation montre que les précipitations se développent généralement en quelques dizaines de minutes. La condensation seule n'est pas suffisamment efficace pour amener ce changement suffisamment rapidement. Deux principaux mécanismes permettent la formation de la pluie.

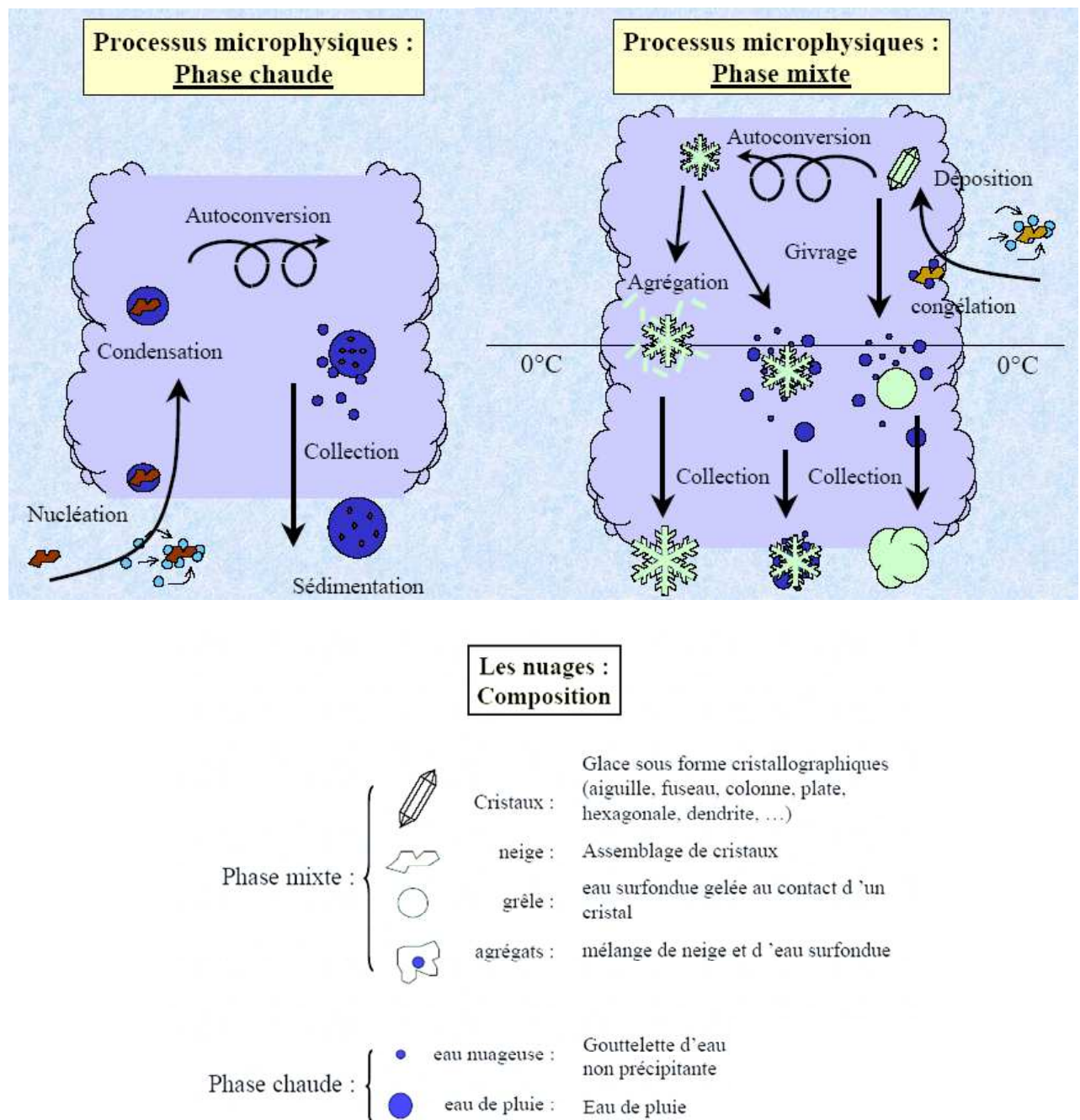


Figure A2.2 - processus microphysiques dans un nuage (i) en phase chaude (en haut à gauche), (ii) en phase mixte (en haut à droite) (d'après Cohard 1999).

Dans un contexte de microphysique mixte, le mécanisme de Bergeron (Pruppacher et Klett, 1998) décrit des échanges aqueux rapides en phase vapeur entre gouttelettes surfondues et

cristaux, au bénéfice de ces derniers. Les cristaux prennent des dimensions suffisantes pour acquérir une vitesse de chute significative (figure A2.2).

En microphysique chaude, par exemple dans les nuages convectifs n'atteignant pas l'isotherme 0 °C, l'autoconversion s'appuie sur de gros noyaux de condensation. En présence de gouttelettes formées autour de noyaux, il apparaît des transferts de masse en phase vapeur au profit de ces dernières.

A2.3.3 évolution des hydrométéores

Une fois les gouttelettes nuageuses devenues hydrométéores, d'autres processus interviennent sur leur taille. La théorie de Langmuir (1948) décrit un mécanisme de capture en chaîne dans une population hétérogène de particules dont la vitesse de chute augmente avec la taille (collection). Cela profite aux particules les plus grosses. Le tableau suivant récapitule les mécanismes de croissance des hydrométéores au cours de leur chute.

En microphysique mixte, on parle de givrage lorsque des gouttes d'eau surfondue gèlent au contact de particules en phase glace ; cela conduit à la formation de grésil. La congélation, qui conduit des gouttes d'eau surfondue à geler au contact de particules en phase liquide, produit de la grêle. Les particules parviennent au sol sous forme solide si la température est négative jusqu'à ce niveau. Si au contraire, la température des couches inférieures de l'atmosphère est positive, le cristal fond en traversant l'isotherme 0 °C, et se transforme en goutte de pluie au cours de sa chute. C'est le processus de fusion.

En présence de forts courants ascendants, les particules précipitantes peuvent être transportées en altitude où elles sont soumises à des mécanismes mixtes ; cela est particulièrement significatif pour la formation de la grêle.

Processus	Microphysique chaude	Microphysique mixte
Création des gouttelettes nuageuses	Nucléation : condensation de la vapeur autour des aérosols	Congélation, Dépôt : l'eau forme un cristal autour de l'aérosol
Croissance des gouttelettes	Condensation : la vapeur se condense autour de la gouttelette nuageuse Autoconversion : pompage de vapeur d'eau	Autoconversion (mécanisme de Bergeron) : pompage de vapeur d'eau
Evolution des hydrométéores	Collision : choc entre gouttelettes Collection : coalescence des gouttes Sédimentation : chute des gouttes	Collision : chocs entre hydrométéores Agrégation : assemblage de cristaux Collection : coalescence avec des gouttes Sédimentation : chute des hydrométéores

Tableau A2.1 – mécanismes de croissance des hydrométéores au cours de leur chute.

Une grosse goutte de pluie n'a pas une forme sphérique : elle se déforme, vibre et finit par se briser en plusieurs fragments. C'est le processus d'éclatement ou « break-up ». L'évolution de la forme des gouttes au cours de leur chute peut être étudiée par le radar polarimétrique.

Les précipitations formées quittent le nuage en franchissant le niveau de condensation qui en marque la base. Avant d'atteindre le sol, elles peuvent être soumises à l'évaporation.

A2.4 Observation radar : les pluies convectives et les pluies stratiformes

La microphysique des nuages et des précipitations est relativement bien comprise ; c'est-à-dire que pris individuellement, les caractéristiques physiques des hydrométéores et les mécanismes impliqués dans leur formation sont assez bien connus. Il est cependant difficile de les distinguer dans le cadre d'un nuage, en raison du grand nombre d'hydrométéores en interaction, des influences mutuelles de la microphysique et des mouvements atmosphériques à plus grande échelle. Ces interactions conduisent à une grande variété de situations précipitantes. Leur observation par le radar météorologique conventionnel est réductrice, dans le sens où il ne donne pas accès à des grandeurs importantes comme la vitesse de chute ou la phase des particules. Toutefois, deux types de situations peuvent être différenciées à l'aide d'un radar effectuant une exploration volumique de l'atmosphère. L'intensité des mouvements d'air verticaux et l'efficacité des processus de génération de la pluie laissent une

signature qui permet de distinguer les situations dites « stratiformes » et les situations dites « convectives ». Nous faisons ici référence aux travaux de Houze (1993), Steiner et al. (1995), et Rosenfeld et Ulbrich (2003). Par définition :

$$\text{condition stratiforme : } |v_z^{\text{air}}| \ll |v_z^{\text{particules}}|$$

$$\text{condition convective : } |v_z^{\text{air}}| \geq |v_z^{\text{particules}}|$$

où v_z^{air} désigne la vitesse verticale de l'air, et $v_z^{\text{particules}}$ la vitesse limite de chute équivalente à des hydrométéores de taille proche de celle des cristaux de glace ou de la neige ($\approx 1 \text{ m.s}^{-1}$).

A2.4.1 les pluies stratiformes

Bien que pouvant se dérouler en microphysique chaude, les précipitations stratiformes sont souvent produites par des nuages dont l'extension en altitude dépasse l'isotherme 0°C . La partie supérieure de ces nuages est alors en phase glace, et la partie inférieure en phase liquide. Dans les parties les plus élevées, les particules en phase solide grossissent - entre autres mécanismes - par déposition en phase vapeur et par aggrégation. Leur chute est autorisée par les mouvements d'air verticaux modérés mais soutenus (variant du cm.s^{-1} au dm.s^{-1}). Plus bas, les particules fondent en passant l'isotherme 0°C et produisent de larges gouttes tombant rapidement. La faiblesse de la circulation verticale favorise une stratification verticale de la granulométrie et l'existence d'une zone intermédiaire bien délimitée : la couche de fusion. Sa limite supérieure est au voisinage de l'isotherme 0°C et sa limite inférieure quelques centaines de mètres plus bas. Lors de la fonte, les cristaux de glace se recouvrent d'une fine couche d'eau liquide et apparaissent alors comme des grosses gouttes d'eau. Cela provoque une augmentation du facteur de réflectivité radar équivalent. C'est le phénomène de « bande brillante », bien connu des radaristes, car il perturbe significativement l'estimation de l'intensité par radar météorologique. Au dessus de la couche, la réflectivité diminue avec l'altitude ; en dessous, son évolution est plus régulière. Nous renvoyons le lecteur intéressé aux travaux de Fabry et al. (1995, 1999), Szyrmer et al. (1999) et Zawadzki et al. (2005).

Les formations stratiformes ont généralement une extension verticale limitée (cette dernière caractéristique n'est pas vérifiée pour l'évènement particulier des 8-9 septembre 2002) et une durée de vie significative (plusieurs heures). Les intensités sont faibles ($\sim 3 \text{ mm.h}^{-1}$ en moyenne) avec une extension géographique marquée et peu de variabilité spatiale. Ce type de pluies s'observe au passage des fronts chauds, dans le contexte orographique et à l'arrière des systèmes convectifs de méso-échelle.

A2.4.2 les pluies convectives

L'extension verticale des nuages convectifs est plus importante que les nuages stratiformes. Les pluies convectives sont caractérisées par des mouvements d'air verticaux intenses (allant de 2 à 10 m.s^{-1} , voire plus), qui augmentent la durée de résidence des hydrométéores dans le système. Cela conduit à un développement efficace des précipitations. Les particules précipitantes grossissent en phase liquide par coalescence, ou par givrage aux altitudes les plus hautes.

La convection la plus courante ne se développe pas sur toute l'extension verticale du nuage, mais sur une partie seulement. Nous avons alors affaire à une organisation verticale caractérisée par une phase glace en altitude, une couche de mélange intermédiaire qui est le siège de la convection, et une phase liquide en dessous. La couche de mélange convective est a priori plus épaisse que l'équivalent stratiforme. Les particules en phase liquide et solide coexistent probablement dans toute la zone de convection. La couche de mélange se répartit largement de part et d'autre de l'isotherme 0°C .

Contrairement aux situations stratiformes, les formations convectives présentent une certaine homogénéité verticale, et une extension horizontale variable. Principalement alimentées par des ascendances qui peuvent transporter de grosses particules en altitude, elles se caractérisent par des colonnes de forte réflectivité sur les échos radar.

Elles sont horizontalement plus variables et leur durée de vie est plus faible (quelques heures). Les intensités engendrées sont fortes (de l'ordre de 30 mm.h^{-1}).

A2.5 Conclusion

Les circulations météorologiques permettent la formation des nuages, où naissent les précipitations de différents mécanismes physiques. L'action conjointe de ces processus conduit à des nombreuses situations précipitantes. Le radar travaille à une échelle inscrite entre les mécanismes météorologiques de formation des précipitations et les processus d'évolution des hydrométéores. S'il ne permet pas une distinction très fine des diverses situations précipitantes, il fournit cependant des indications sur le type de pluie.

Annexe 3

Compléments sur l'identification du PVR

Sommaire

A3.1	L'identification du PVR par inversion du rapport de réflectivité	265
A3.1.1	adaptation de la méthode inverse au balayage volumique	265
A3.1.2	l'inversion du modèle m	266
A3.1.3	l'algorithme d'inversion	267
A3.2	Eléments de climatologie des PVRs cévenols.....	268

A3.1 L'identification du PVR par inversion du rapport de réflectivité

A3.1.1 adaptation de la méthode inverse au balayage volumique

Suite aux premiers travaux de Andrieu et Creutin (1995), Vignal et al. (1999) ont généralisé la méthode d'identification du PVR par inversion des rapports de réflectivité au cas du balayage volumique de l'atmosphère par radar. Ce type d'exploitation est particulièrement dédié à l'auscultation des variations en altitude du facteur de réflectivité. Mais il a été montré que sans traitement des effets d'ouverture du faisceau, seules les données assez proches du radar peuvent être utilisées (calcul de PVR apparent).

La méthode d'inversion permet d'exploiter des mesures plus éloignées et de travailler sur le domaine de détection du radar. De plus à une distance donnée, les angles de site disponibles autorisent le calcul de plusieurs rapports relatifs à des altitudes différentes. Ce surcroît d'information conduit à une estimation du PVR à des échelles spatiales plus fines qu'auparavant (sur des zones de quelques 1000 km² de géométrie radiale) au pas de temps horaire (respectant la cohérence spatio-temporelle du PVR). Ces échelles sont plus adaptées pour des applications hydrologiques. Cette extension présente donc l'avantage de s'affranchir plus facilement des limitations de la méthode d'Andrieu et Creutin (1995) liées à

l'hétérogénéité spatiale du PVR. Notons que les supports d'identification utilisés sont fixes et de forme adaptée à l'échantillonnage de l'atmosphère par le radar (figure A3.1).

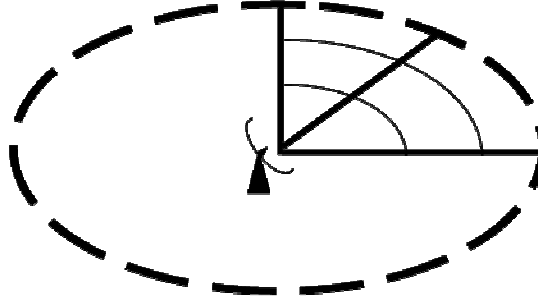


Figure A3.1 – domaines d'identification (zones de quelques 1000 km² de surface) du PVR dans la méthode d'inversion mise en œuvre par B. Vignal (1998).

A3.1.2 l'inversion du modèle m

Le rapport de réflectivité, qui est fonction de la localisation horizontale et de la paire d'angles de site utilisés, dépend des caractéristiques du faisceau et des variations verticales du facteur de réflectivité. L'élévation du faisceau avec la distance au radar permet de disposer d'échantillonnages du PVR à différentes altitudes. Il constitue une signature partielle du PVR, qui est en quelque sorte altérée par l'effet du faisceau et son écriture en rapport. On peut également le considérer comme un PVR apparent local. Les pertes d'énergie dues au masquage par le relief ou à l'atténuation des ondes par la pluie ne sont pas prises en compte.

Le PVR étant supposé invariant sur l'intervalle de distance considéré, une signature étendue est contenue dans l'ensemble des rapports calculés à différentes distances. Cette hypothèse est importante.

Les rapports expérimentaux sont utilisés afin d'identifier le PVR dont ils sont représentatifs. L'estimation recherchée z_{inv}^* du PVR de référence z^{ref} sur le domaine $\mathcal{D}$ doit vérifier au mieux la relation avec les rapports expérimentaux, autorisée par le modèle m (équation 8.2). L'identification de z_{inv}^* nécessite l'inversion du modèle m . Or ce modèle est non linéaire et il n'existe pas d'expression analytique simple de m^{-1} . Il s'agit d'un problème inverse. Sa résolution demande de retrouver les composantes du PVR (les paramètres du problème inverse, définis par un vecteur noté z_{inv}^*) qui reconstituent au mieux les rapports

expérimentaux (les données du problème, définies par un vecteur noté q_0), à l'aide du modèle m permettant d'exprimer les données en fonction des paramètres.

Ce problème est mal posé, dans le sens où l'existence, l'unicité et /ou la continuité de la solution par rapport aux données ne sont pas forcément vérifiées. Sa résolution demande l'introduction d'une information supplémentaire relative aux paramètres du problème, qui conduit à proposer une solution a priori.

Un PVR a priori (z_a^*) est proposé pour initialiser la méthode. Les courbes de rapports prévues par le modèle théorique (rapports théoriques) à partir de ce PVR diffèrent des courbes de rapports expérimentaux. Or données et paramètres sont entachés d'erreurs : les données sont sujettes aux défauts d'échantillonnage inhérents à tout dispositif de mesure, le PVR a priori z_a^* n'est qu'une proposition plus ou moins éloignée du PVR optimum. La définition des erreurs sur les données et les paramètres détermine la confiance accordée à chacun d'eux. L'inversion consiste à faire varier les paramètres dans les limites d'erreur imposées, afin que les courbes de rapports théoriques se rapprochent des données sous les contraintes induites par la confiance sur ces dernières (thèse de B. Vignal, annexe 1, 1998).

Le PVR identifié est tel qu'il corresponde au meilleur compromis, à savoir simultanément (i) à des erreurs minimales sur le PVR a priori en fonction de la confiance accordée à ce dernier, et (ii) à des erreurs minimales entre les courbes de rapports théoriques et les données en fonction de la confiance accordées à ces dernières. Le PVR identifié et les données radar sont mis en cohérence au travers du modèle les liant. L'algorithme inverse effectue un travail de synthèse d'information. La définition de l'information a priori garantit la stabilité et l'unicité de la solution de l'inversion (Tarantola, 1982).

La méthode d'identification cale ainsi le PVR sur l'ensemble des rapports calculés à l'intérieur du domaine spatio-temporel choisi. L'hypothèse d'homogénéité du PVR est importante pour effectuer cette synthèse.

A3.1.3 l'algorithme d'inversion

Le problème inverse est résolu par une méthode décrite par Menke (1989) et l'algorithme utilisé a été proposé par Tarantola et Valette en 1982. Son utilisation est possible car le problème est faiblement non linéaire (Vignal, 1998).

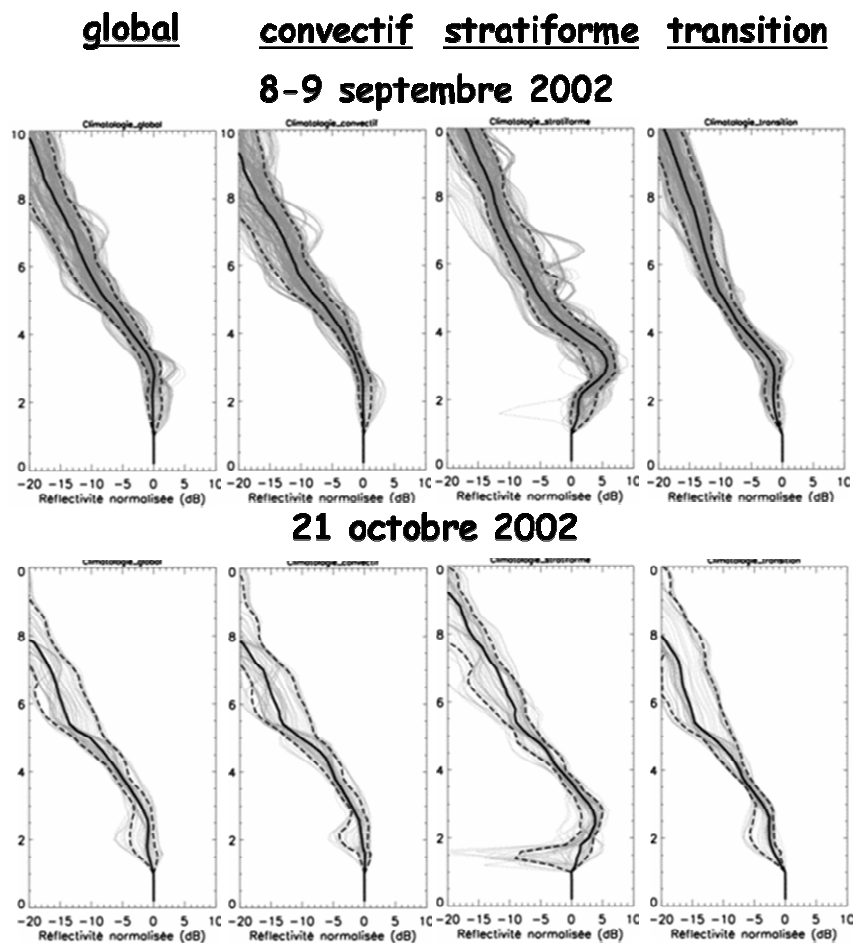
La solution est approchée de manière itérative (cf. Andrieu et Creutin, 1995) et oscille entre deux solutions extrêmes : (i) une solution qui reproduit parfaitement les données du problème inverse (les rapports de réflectivité) au travers du modèle théorique, (ii) une solution

très proche du PVR proposé a priori. L'équilibre entre les deux solutions extrêmes est régi par la confiance accordée aux données et aux paramètres a priori.

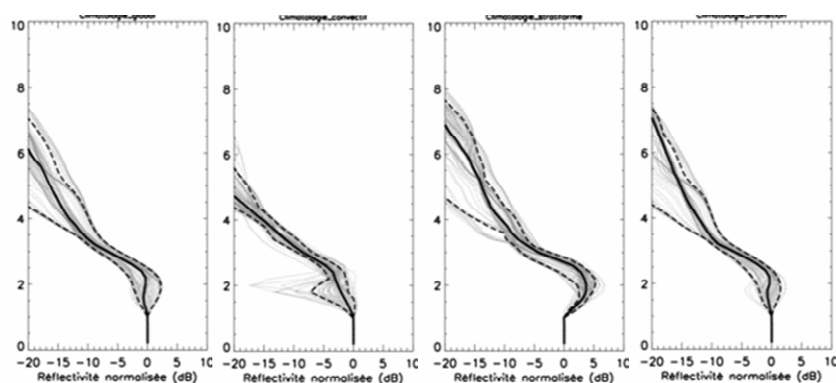
A3.2 Eléments de climatologie des PVRs cévenols

La variabilité des PVRs typés par évènement de l'automne 2002 fournit des éléments de climatologie des PVRs cévenols. Les évènements retenus pour l'étude couvrent une large variété de systèmes de pluie typiques du climat méditerranéen, gage d'une certaine représentativité de l'échantillon étudié. Il est néanmoins nécessaire de tenir compte des performances/limites du radar dans des conditions d'échantillonnage variées. Les PVRs sont représentés en échelle logarithmique, qui se prête mieux à leur description et à leur comparaison.

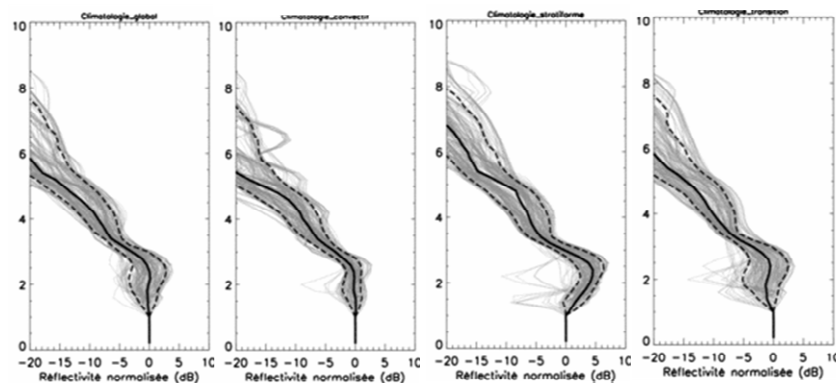
Un aperçu de la variabilité des profils verticaux de réflectivité identifiés pour les divers événements de l'expérience Bollène est donné dans la figure A3.2. Rappelons que le domaine d'estimation est $\mathcal{D} = [\text{ensemble de zones de type homogène} \times 60 \text{ min.}]$ pour tous ces PVRs.



21 novembre 2002



24 novembre 2002



10-12 décembre 2002

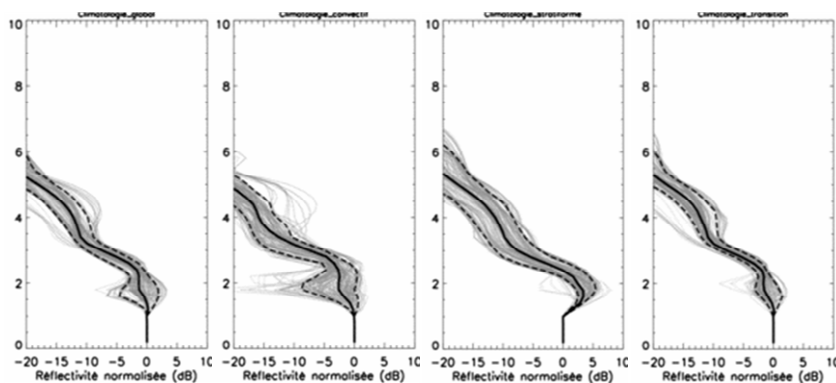


Figure A3.2 – PVRs identifiés (gris) pour différents évènements de l'expérience Bollène 2002. de gauche à droite : identification globale sans typologie de la pluie ; identification convective, stratiforme indéterminée. Les quantiles 10, 50 et 90% de la distribution sont figurés en traits plein et pointillés noirs.

L'extension verticale du 8-9 Septembre 2002, cohérente avec la nature de système convectif de méso-échelle de cet évènement, est remarquable tant pour le type convectif que pour les régions stratiformes :

- le PVR convectif est caractérisé par (i) un gradient de -5 dB / km entre 3 et à 4 km d'altitude et (ii) un gradient de -3 dB / km au-dessus de 4 km d'altitude ;
- le PVR stratiforme es caractérisé par (i) une bande brillante d'altitude 3,2 km et de longueur d'environ 5 dB et (ii) par une pente de -2 dB / km au-dessus de 4 km d'altitude.

La décroissance avec l'altitude est beaucoup plus rapide pour les autres évènements traités. Un exemple représentatif est la décroissance selon une pente d'environ 10 dB / km au-dessus de 3 km l'altitude relative aux PVRs convectifs pour l'évènement du 21 novembre 2002.

Pour le PVR stratiforme, une rupture de pente environ 1 km au-dessus de la bande brillante est régulièrement observée. On peut émettre l'hypothèse qu'elle traduit la limite supérieure de la zone de mélange (chapitre 8).

Les PVRs convectifs et stratiformes sont clairement distincts pour chaque type d'évènement traité. Le PVR global se situe entre les deux, il est parfois plus proche du PVR convectif (par exemple, cas du 8-9 Septembre 2002 et du 10-13 Décembre 2002) et parfois plus proche du PVR stratiforme (par exemple, cas du 21 Novembre 2002).

En général, le PVR typé indéterminé (ou « de transition ») est relativement proche du PVR global, mais il présente fréquemment (exemple le 8-9 Septembre 2002) un léger décrochage juste au-dessus du niveau de référence. Cela est lié à un problème de normalisation : à longue distance du radar, moins de mesures sont disponibles au niveau de référence et la normalisation du PVR est biaisée (figure 4.2). C'est pourquoi le PVR global est utilisé pour la correction des pixels indéterminés dans TRADHy.

La variabilité de la distribution du PVR est plutôt limitée par événement. Ce constat est à relier aux considérations de la section 3.3.1 sur la variabilité naturelle du PVR et son domaine d'estimation.

Remarquons que certains PVRs sont erratiques est visiblement peu physiques. Nous relierons cela à une quantité d'information disponible insuffisante pour une estimation robuste du PVR. Cela s'observe généralement en début et en fin d'évènement, et de manière générale lorsqu'on atteint les limites de détection du radar (exemple des 10-13 Décembre 2002). Des critères sont donc nécessaires pour apprécier la robustesse d'un PVR et de définir les PVRs à utiliser à la place le cas échéant. Le choix effectué dans Boudevillain et al (2008) est d'écarter les PVRs dont au moins une composante se trouve en dehors des quantiles 10% et 90% de la distribution de PVRs. Le PVR médian de la distribution est alors utilisé. Cette procédure est évidemment impraticable pour une application en temps réel, alors que la distribution des PVRs sur l'ensemble de l'évènement en cours est encore inconnue. D'autres possibilités sont

offertes par l'utilisation du PVR global ou encore le PVR climatologique en cas de manque de robustesse. Notons toutefois l'impact d'une telle procédure sur la distinction du type de pluie dans les traitements.

Annexe 4

Calcul d'une valeur caractéristique de la variance d'estimation des précipitations par krigeage sur une maille radar contenant un pluviographe

Les structures des champs pluvieux étudiés pour le modèle d'erreur de la mesure des pluies par radar (chapitre 6) sont caractérisées par une portée d'au moins 30 km avec une pépète nulle. Compte tenu de ces caractéristiques, la densité moyenne du réseau de pluviographes de l'OHMCV (environ 1 pluviographe pour 200 km²) est suffisante pour que la valeur interpolée par krigeage au centre d'une maille de la grille radar soit soutenue par plusieurs stations voisines.

Pour le modèle, nous choisissons comme domaines de comparaison les mailles contenant un pluviographe. La contribution de ce dernier dans la valeur interpolée au centre de la maille est prépondérante par rapport aux autres. Nous ne considérons que cette contribution pour l'estimation d'une valeur caractéristique de la variance d'estimation normalisée $V_{ref}^{norm}(a, T)$. Par ailleurs, nous faisons l'hypothèse que la mesure du pluviographe est libre de toute erreur métrologique. Ces deux simplifications du problème ont des effets contraires sur la valeur recherchée : la première induit une surestimation de la variance d'estimation sur la surface carrée à partir d'une information ponctuelle, tandis que la seconde tend vers une sous-estimation. Prendre en compte ces effets nécessiterait un développement de calculs qui sort du cadre de cette étude.

Le problème se pose donc en termes suivants : la maille radar est assimilée à un carré noté ABCD de côté L. La position du pluviographe sur ce carré est notée P ; il s'agit de calculer la variance d'estimation de bloc sur ABCD à partir du point P, notée $\sigma^2(P, ABCD)$.

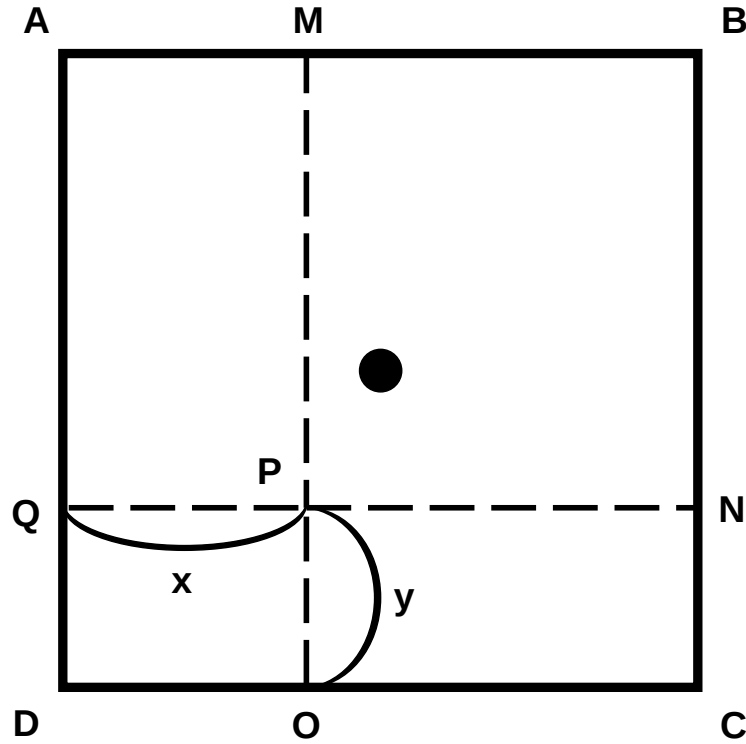


Figure A4.1 : la maille radar est un carré, noté ABCD, de côté $L = 1$ km. Un repère d’origine D renseigne la position du pluviographe en $P(x,y)$.

a) Expression de la variance d’estimation

Nous utilisons les fonctions auxiliaires F et H décrites par Journel et Huijbregts (1978) p.108. Nous rappelons que ces fonctions auxiliaires explicitent la valeur moyenne du variogramme $\bar{\gamma}$ sur des supports géométriques simples. En reprenant les notations des auteurs, la variance de bloc $\sigma^2(P, ABCD)$ s’écrit :

$$\sigma^2(P, ABCD) = 2\bar{\gamma}(P, ABCD) - \bar{\gamma}(ABCD, ABCD) - \bar{\gamma}(P, P) \quad (A4.1)$$

$$\text{où } \bar{\gamma}(ABCD, ABCD) = \frac{1}{L^2 L^2} \iint_{ABCD, ABCD} \gamma(t, t') dt dt' = F(L; L)$$

$$\bar{\gamma}(P, ABCD) = \frac{1}{L^2} \int_{ABCD} \gamma(P, t) dt$$

$$\bar{\gamma}(P, ABCD) = \frac{1}{L^2} \left[\int_{PQAM} \gamma(P, t) dt + \int_{PMBN} \gamma(P, t) dt + \int_{PNCO} \gamma(P, t) dt + \int_{PODQ} \gamma(P, t) dt \right]$$

$$\bar{\gamma}(P, ABCD) = \frac{1}{L^2} \left[\frac{x(L-y)}{x(L-y)} \int_{PQAM} \gamma(P, t) dt + \frac{(L-x)(L-y)}{(L-x)(L-y)} \int_{PMBN} \gamma(P, t) dt + \frac{y(L-x)}{y(L-x)} \int_{PNCO} \gamma(P, t) dt + \frac{xy}{xy} \int_{PODQ} \gamma(P, t) dt \right]$$

$$\bar{\gamma}(P, ABCD) = \frac{1}{L^2} [x(L-y)H(x; L-y) + (L-x)(L-y)H(L-x; L-y) + y(L-x)H(y; L-x) + xyH(x; y)]$$

et enfin $\bar{\gamma}(P, P) = \gamma(0) = 0$ car la pépite est nulle. Par conséquent :

$$\sigma^2(P, ABCD) = \frac{2}{L^2} [x(L-y)H(x; L-y) + (L-x)(L-y)H(L-x; L-y) + y(L-x)H(y; L-x) + xyH(x; y)] - F(L; L)$$

(A4.2)

b) Approximation du modèle de variogramme sphérique par un modèle linéaire

Pour les interdistances considérées, nous montrons que le modèle de variogramme sphérique utilisé est assimilable à un modèle linéaire. Rappelons que les portées d des variogrammes sont supérieures à 30 km et les interdistances considérées ici sont au plus égales à 0.71 km (P est alors confondu avec un sommet de la maille carrée). D'après (6.7), le

variogramme sphérique normalisé de pépite nulle s'écrit : $\gamma(h) = \left(\frac{3}{2} \frac{d}{d_0} - \frac{1}{2} \left(\frac{d}{d_0} \right)^3 \right)$ pour ($d < d_0$) ; or

$$\left(\frac{\frac{1}{2} \left(\frac{d}{d_0} \right)^3}{\frac{3}{2} \frac{d}{d_0}} \right) = \frac{1}{3} \left(\frac{d}{d_0} \right)^2 \leq \frac{1}{3} \left(\frac{0.71}{30} \right)^2 \quad \text{soit} \quad \left(\frac{\frac{1}{2} \left(\frac{d}{d_0} \right)^3}{\frac{3}{2} \frac{d}{d_0}} \right) < 2.10^{-4}$$

Pour les interdistances considérées, on a ainsi : $\gamma(h) \approx \frac{3}{2d_0} d$, ce qui autorise l'utilisation des fonctions auxiliaires définies dans Journel et Huijbregts (p. 113) avec le modèle de variogramme linéaire.

c) Encadrement de la variance d'estimation

On peut montrer que la variance d'estimation de la maille carrée à partir d'un point est minimale si celui-ci se trouve au centre ; dans ce cas, $\sigma^2 = 2H\left(\frac{L}{2}; \frac{L}{2}\right) - F(L; L)$ (Journel et Huijbregts 1978, p. 119). La variance d'estimation de la maille carrée par un point est maximale si celui-ci se trouve à un sommet ; dans ce cas, $\sigma^2 = 2H(L; L) - F(L; L)$ (Journel et Huijbregts 1978, p. 119). Le tableau suivant fournit des valeurs d'encadrement de σ^2 en pourcentage de la variance du champ de pluie pour les deux ensembles d'évènements considérés.

Annexe 4 – Calcul d’une valeur caractéristique de la variance d’estimation des précipitations
par krigeage sur une maille radar contenant un pluviographe

	Valeur minimum de σ^2 (% de la variance du champ)	Valeur maximum de σ^2 (% de la variance du champ)
8-9 septembre 2002	1.14	4.73
Autres évènements de 2002	0.915	3.78

Tableau A4.1 – valeurs d’encadrement de σ^2 en pourcentage de la variance du champ de pluie

d) Valeur caractéristique de la variance d’estimation

La position moyenne des pluviographes de l’OHMCV à l’intérieur des mailles considérées pour le modèle d’erreur est définie par $x = 0.233$ km et $y = 0.257$ km. Nous en déduisons une valeur caractéristique de la variance d’estimation avec (A.2) :

	Valeur caractéristique de σ^2 (% de la variance du champ)	Valeur caractéristique de σ (% de l’écart-type du champ)
8-9 septembre 2002	2.13	14.6
Autres évènements de 2002	1.71	13.1

Tableau A4.2 – valeurs caractéristique de σ^2

Une valeur caractéristique de la variance d’estimation $V_{ref}^{norm}(a, T)$ pour l’intensité moyenne sur une maille radar kilométrique contenant un pluviographe est $V_{ref}^{norm}(a, T) = 2.1$ % de la variance du champ pour l’évènement du 8-9 septembre 2002 et $V_{ref}^{norm}(a, T) = 1.7$ % pour l’ensemble des autres évènements.

THESE DE DOCTORAT DE L'UJF

Titre de l'ouvrage :

Estimation quantitative des précipitations par radar météorologique : inférence de la structure verticale des pluies, modélisation des erreurs radar-pluviomètres.

Auteur :

Pierre-Emmanuel KIRSTETTER

Etablissement :

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

Résumé :

L'amélioration des techniques d'observation des précipitations à l'échelle régionale est l'un des enjeux forts de l'Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes-Vivarais. Suite à une première expérimentation réalisée à Bollène à l'automne 2002, les données recueillies par le radar météorologique opérationnel de Bollène du réseau ARAMIS ont servi de support à une chaîne d'algorithmes mise au point pour l'estimation quantitative des précipitations au sol.

Notre contribution à ces traitements concerne particulièrement une source d'erreur pour la mesure des précipitations par radar météorologique : l'hétérogénéité verticale des précipitations. Nous nous plaçons dans la continuité de la méthode à base statistique d'identification du profil vertical de réflectivité par inversion proposée par Andrieu et Creutin (1995). Nous avons étendu cette méthode au cas de supports géographiques évolutifs dans le temps afin de considérer le type de précipitations (convectif, stratiforme).

L'évaluation des traitements, par la caractérisation de l'incertitude de l'estimation de pluie par radar, est un aspect important du travail. Nous avons développé une technique basée sur la géostatistique pour établir une pluie de référence à partir de données pluviométriques. Nous avons également développé un modèle pour caractériser la structure statistique des erreurs ainsi que leur structure spatio-temporelle.

Nous avons enfin développé une approche d'identification du PVR à base physique. En diminuant le nombre de paramètre par rapport à la méthode initiale et en introduisant des contraintes plus physiques, cette approche vise à améliorer la robustesse d'identification du PVR.

Mots clés :

radar météorologique, type de pluie, régionalisation, lame d'eau radar, profil vertical de réflectivité, échantillonnage, variabilité, statistique, géostatistique, variogramme, pluviomètres, erreur d'estimation, modélisation, microphysique.