



HAL
open science

Les précipitations orographiques organisées en bandes dans la région Cévennes-Vivarais. Caractérisation et contribution au régime pluviométrique

Angelique Godart

► **To cite this version:**

Angelique Godart. Les précipitations orographiques organisées en bandes dans la région Cévennes-Vivarais. Caractérisation et contribution au régime pluviométrique. Océan, Atmosphère. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2009. Français. NNT: . tel-00431254

HAL Id: tel-00431254

<https://theses.hal.science/tel-00431254>

Submitted on 13 Nov 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 – GRENOBLE 1

N° attribué par la bibliothèque

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

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ JOSEPH FOURIER

Spécialité : **Océan, Atmosphère, Hydrologie**

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

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

présentée et soutenue publiquement par

Angélique GODART

**LES PRECIPITATIONS OROGRAPHIQUES ORGANISEES EN
BANDES DANS LA REGION CEVENNES-VIVARAIS :
CARACTERISATION ET CONTRIBUTION AU REGIME
PLUVIOMETRIQUE**

Le 20 Octobre 2009

Directeur de thèse : Sandrine ANQUETIN

Co-Directeur de thèse : Etienne LEBLOIS

JURY

Mme. V. DUCROCQ	ICPEF, Météo-France, Toulouse	Rapporteur
M. M. BENISTON	Prof. Univ. de Genève, Suisse	Rapporteur
M. E. BLAYO	Prof. Univ. Joseph Fourier, Grenoble	Président
M. H. ANDRIEU	DR, LCPC, Nantes	Examineur
Mme. S. ANQUETIN	CR, CNRS, Grenoble	Examineur
M. E. LEBLOIS	ICPEF, Cemagref, Lyon	Examineur

Remerciements

Et voici les dernières lignes..., celles qui ferment le chapitre « Thèse » de la vie du doctorant, mais qui sont aussi le signe d'une nouvelle aventure qui commence ! Malgré tout, ce ne sont pas les plus faciles à écrire...non pas parce qu'il est difficile de dire merci, mais parce qu'elles nous ouvrent les yeux, forcent à une introspection et à un recul qui peuvent nous avoir échappé, particulièrement durant les derniers mois de ce voyage....

Les personnes rencontrées et m'ayant accompagnée au cours de ce périple sont nombreuses ! Il y a celles qui m'ont aidée et soutenue d'un point de vue scientifique mais également personnel ; celles qui m'ont permis de me remettre en question et qui m'ont faite réfléchir ; celles qui m'ont permis de relativiser, qui m'ont faite rigoler, et les personnes qui ont fait tout cela en même temps...et tant d'autres choses ! Je vous dis un grand Merci à toutes !

Cette thèse a été l'occasion pour moi d'apprendre énormément de choses, scientifiquement et humainement parlant ! Malgré les périodes de doutes, les difficultés à surmonter, les angoisses de ne pas réussir, de ne pas être à la hauteur, malgré la peur de décevoir..., il y a tous ces moments de partage, de discussions scientifiques et plus ou moins philosophiques, ces périodes d'intense motivation lors de la mise en œuvre d'une nouvelle idée ou l'obtention de résultats, qui font que finalement la thèse, c'est pas si mal ! Et ce surtout, contrairement à ce que l'on peut ressentir parfois, parce que l'on n'est pas seul !

C'est pourquoi j'exprime toute ma reconnaissance à Sandrine et Etienne, qui m'ont encadrée, guidée et épaulée durant ces trois années. Merci à Sandrine d'avoir toujours été disponible pour répondre à mes questions, pour sa bonne humeur et pour sa façon de voir les choses ! Merci à Etienne de m'avoir fait jouer avec les statistiques et la fouille de données, de m'avoir donné goût au développement de logiciels et d'avoir fait les déplacements pour venir travailler avec moi à Grenoble, parfois même sur ses jours de congé ! Merci aussi de m'avoir accueillie au Cemagref et chez lui !

Je tiens à remercier les membres de mon jury : Véronique Ducrocq et Martin Béniston, d'avoir accepté de rapporter mon mémoire et pour leurs remarques / questions qui ont permis d'ouvrir de nouvelles perspectives de recherche ; ainsi qu'Hervé Andrieu et Eric Blayo d'avoir accepté de faire partie de ce jury et pris le temps de lire ce manuscrit un peu trop volumineux.

Je remercie également Jean-Dominique et Thierry de m'avoir ouvert les portes du Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement et de m'avoir permis de réaliser cette thèse dans de bonnes conditions. Je voudrais remercier aussi tous les membres de l'équipe ASP pour leur joie de vivre et les nombreux échanges lors des Scientific Anonymous ! Merci à Gilles, Benoît, Brice, Céline, Stéphanie, Davide, Nan, Matthieu, Frédéric, Guy, Moussa, Joris ; ainsi qu'aux membres des autres équipes et à tous les doctorants avec qui j'ai été amené à échanger, de m'avoir volontiers accordé un peu de leur temps pour discuter et de m'avoir aidée lorsque je rencontrais des difficultés. Il ne faut pas non plus oublier de remercier sincèrement Wajdi et Patrick pour leur soutien informatique (et j'en ai eu bien besoin !) ainsi que Juan Escobar pour son aide avec MesoNH ; Odette, Martine, Ghislaine, Claire, Synthia, Joseph pour leur soutien dans les tâches administratives.

Merci à tous ceux avec qui j'ai partagé mes bureaux : Randel, Claire, Arona, Brice, Davide, Stéphanie et à ceux qui ont partagé mes repas ! Merci à Nicolas, que j'ai encadré pendant son stage, dont l'aide a été plus que bienvenue et qui m'a permis de traiter une des questions fondamentales de ma thèse ! Enfin, un merci tout particulier à Stéphanie, Renaud et la Théso'Risk Team (Laurence, Renaud, Vincent, Isabelle, Géraldine, Aurélie, Céline). J'ai appris beaucoup grâce à vous et votre soutien m'a été très précieux. Merci de m'avoir écoutée râler pour un rien, pester contre tout alors que ce n'était pas nécessairement justifié, merci de m'avoir remonté le moral, de m'avoir encouragée, d'avoir tout simplement partagé les bons moments comme les moins bons. Merci à toi Stéphanie pour tous ces thés partagés autour de discussions parfois existentielles ;) et tous tes coups de main. Merci à toi Renaud, d'avoir toujours pris de ton temps pour me renseigner et me conseiller, jusqu'à la veille de ma soutenance où ton temps était pourtant si précieux, de m'avoir permis de décompresser et de moins stresser. Merci à Théso'Risk pour ce remue-ménages que nous avons créé, de m'avoir permis de m'investir, de créer et de dépasser mes a priori, d'avoir apporté votre science « molle » dans mon monde de sciences dures, de m'avoir fait rêver qu'on pouvait changer le monde et les choses (non non, je n'exagère pas...). Et j'y crois à notre bureau d'études !

Même si ce n'est pas toujours évident, il n'y a pas que la thèse dans la vie d'un doctorant...Merci à mes amis, Magali, Céline, Rodolphe, Guillaume, Marine d'avoir gardé le contact alors que je devenais un ermite et de m'avoir changé les idées lors de nos différents week-end. Merci à Marc L, au Fab, à Marc S, mes amis de longue date de ne pas m'avoir oubliée même si j'étais loin et que mes discussions n'étaient pas toujours toutes très passionnantes. Enfin, merci à ma famille, à

Séverine et Alex d'avoir supporté mes doutes, d'avoir cru en moi et d'être venus de loin pour assister à ma soutenance. Et merci à Séverine d'être partie à la recherche des coquilles dans ce manuscrit !

Et enfin, parce que les PS c'est important...

PS : Merci Mathieu...

PS.1 : Merci Mathieu d'avoir été relecteur

PS.2 : Merci Mathieu d'être venu à Grenoble

PS.3 : Merci Mathieu d'avoir été patient

PS.4 : Merci Mathieu d'avoir toujours été là, d'avoir su parfois trouver les bons mots

PS.5 : Merci Mathieu de me connaître...

PS.6 : Merci à Tiger, à Ti-Tiger, à mon vélo, à la montagne et à celui en qui je crois...

RESUME :

Les précipitations orographiques organisées en bandes dans la région Cévennes-Vivarais :
Caractérisation et contribution au régime pluviométrique

Ce travail de thèse est dédié à l'étude d'un type de convection peu profonde sur la région des Cévennes. Cette convection peu profonde est associée à des précipitations organisées en bandes et localisées sur le relief. Bien que d'intensité faible, ces précipitations peuvent avoir un impact en hydrologie car elles durent longtemps. Nous souhaitons, d'une part comprendre les processus associés à ces précipitations, et d'autre part évaluer leur contribution au régime pluviométrique de la région. Pour ce faire, la première étape consiste en l'élaboration d'une classe de temps composés de tels événements, car à ce jour, seulement 20h de précipitations orographiques organisées en bandes ont été observées. Cette classe de temps est construite à partir de critères dynamiques et pluviométriques puis complétée par l'utilisation de méthodes statistiques linéaire et non linéaire. Une fois la classe de temps élaborée, les conditions atmosphériques favorables au déclenchement de la convection peu profonde organisée en bandes sont étudiées à partir des radiosondages, des réanalyses ERA40 et de simulations numériques avec MesoNH. L'élaboration de cette classe de temps permet également d'évaluer la contribution de ces pluies au régime pluviométrique en rapportant le cumul des précipitations réanalysées pour les jours extraits à l'ensemble des précipitations observées entre 1976 et 2005. Malgré les incertitudes, cette contribution n'est pas négligeable. Ceci suggère l'intérêt de développer un réseau d'observation permettant de mieux appréhender ces événements.

ABSTRACT :

Orographic shallow banded convective rainfall in Cévennes-Vivarais area:
Characterization and contribution to rainfall regime

This thesis is dedicated to the study of a particular kind of shallow convection in the Cévennes area. This shallow convection is associated with orographic banded rainfall. Even if their intensity is small, they impact on hydrology since their duration. We hope to understand process linked with this rainfall and to evaluate their contribution to the rainfall regime in the area. The first step consists on the elaboration of a data base of orographic banded rainfall events. Indeed, until now, only 20h of orographic banded rainfall have been observed. This data base is built thanks to dynamical and rainfall criteria and then completed with linear and non-linear statistic methods. Next, the atmospheric conditions propice to the triggering of shallow convection are identified with radiosoundings, ERA40 reanalysis and numerical simulations (with MesoNH). Finally, the contribution of this rainfall is evaluated by comparing the accumulation of rainfall over the data base to the accumulation of rainfall over the whole period 1976-2005. Despite uncertainties, this contribution is not negligible and suggests the interest to develop an observatory network to better observe the shallow orographic banded convective events.

MOTS-CLES

Précipitation orographique, convection peu profonde, radiosondage, analyse factorielle discriminante, réseaux de neurones, modélisation atmosphérique meso-échelle.

Table des matières

AVANT PROPOS	13
PARTIE I : Contexte et méthodes	17
Chapitre 1 : Régimes pluviométriques en région montagneuse	19
1.1. Définition des précipitations orographiques.....	20
1.2. Rappel de quelques principes météorologiques en région montagneuse.....	22
1.3. Contexte bibliographique.....	30
1.4. La région Cévennes-Vivarais.....	36
1.5. Météorologie et climatologie de la région Cévennes-Vivarais.....	39
1.6. Etat actuel des connaissances sur les précipitations orographiques organisées en bandes.....	45
1.7. Présentation de la problématique.....	50
Chapitre 2 : Les données utilisées	53
2.1. L'archive météorologique.....	54
2.2. L'archive pluviométrique.....	59
2.3. Les réanalyses.....	65
2.4. Les classifications en types de temps.....	70
Chapitre 3 : Méthodes	81
3.1. Les outils d'analyse statistique.....	81
3.2. Les outils d'analyse géostatistique.....	97
3.3. Le modèle météorologique MesoNH.....	101
PARTIE II : Mise en place de la classe de temps "Convection peu profonde organisée en bandes"	107
Chapitre 4 : Présentation des cas d'études	109
4.1. Un épisode de convection peu profonde organisée en bandes.....	109
4.2. Un système convectif de meso-échelle : le 8-9 septembre 2002.....	115
Chapitre 5 : Elaboration de critères d'extraction dynamiques et pluviométriques	119
5.1. Méthode utilisée.....	120
5.2. Analyse des différentes variables atmosphériques et des pluies associées.....	121
5.3. Analyse des données pluviométriques.....	129
5.4. Mise en place de la classe de temps : « convection peu profonde organisée en bandes ».....	132
5.5. Validation de la classe de temps.....	144

Chapitre 6 : L'Analyse Factorielle Discriminante et les Réseaux de neurones : des approches complémentaires 155

6.1.	Nécessité d'une nouvelle approche.....	156
6.2.	Méthode utilisée.....	158
6.3.	L'analyse Factorielle Discriminante et le Réseau de Neurones.....	161
6.4.	Utilisation des approches statistiques en mode prédictif.....	179
6.5.	Description de la nouvelle classe de temps d'évènements de convection peu profonde organisée en bandes.....	181
6.6.	Validation de la méthode à partir de simulations.....	184

PARTIE III : Caractérisation de la convection peu profonde et précipitations associées 195

Chapitre 7 : Analyse des radiosondages associés à la convection peu profonde et facteurs discriminants 197

7.1.	Analyse météorologique des radiosondages.....	198
7.2.	Apport des approches statistiques.....	207

Chapitre 8 : Structure du champ de pluie et variabilité associée. Sensibilité aux principaux facteurs atmosphériques..... 215

8.1	Sélection des radiosondages simulés.....	216
8.2	Structure des champs de pluies simulés.....	218
8.3	Analyse de processus.....	231
8.4	Etude de sensibilité.....	237
8.5	Conclusions.....	244

Chapitre 9 : Analyse des situations synoptiques associées 247

9.1	L'approche par type de temps.....	248
9.2	Cartes composites des situations synoptiques expliquant les évènements de convection peu profonde organisée en bandes.....	254
9.3	Conclusions du chapitre.....	262

PARTIE IV : Contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais 265

Chapitre 10 : Les différentes approches possibles-Utilisation des réanalyses SAFRAN.... 267

10.1.	Les différentes approches possibles.....	268
10.2.	Validation des réanalyses SAFRAN.....	270
10.3.	Conclusion sur l'utilisation des réanalyses pluviométriques SAFRAN.....	276

Chapitre 11 : Contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais 279

11.1.	Contribution des précipitations orographiques organisées en bandes.....	280
11.2.	Contribution des précipitations liées aux structures fines du relief.....	291

<i>CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES</i>	294
<i>REFERENCES</i>	301
<i>Annexe 1 : Interface de lecture et de traitement des radiosondages</i>	314
<i>Annexe 2 : Analyse de variance</i>	315
<i>Annexe 3 : Liste des radiosondages extraits</i>	327
<i>Annexe 4 : Comparaison de moyennes-Test de Student</i>	331
<i>Annexe 5 : Interprétation du réseau de neurones</i>	333

Avant-propos

CONTEXTE

La région Cévennes-Vivarais (sud-est du Massif Central) est une région soumise à un fort risque hydrologique : l'historique des crues éclair touchant cette région met en évidence la vulnérabilité de ce territoire face aux extrêmes pluviométriques et hydrologiques, tant du point de vue humain qu'économique. Au sein des travaux de recherche du LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement), ceux de l'équipe ASP (Atmosphère et Systèmes Précipitants) ont pour objectifs de caractériser les régimes pluviométriques et de progresser sur la compréhension des processus hydrométéorologiques conduisant à la formation des crues éclair dans les régions méditerranéennes. Ces processus hydrométéorologiques sont associés à de petites échelles spatiales (100m à 100km) et temporelles (1h à 24h) et sont de fait mal connus. A ces échelles, la compréhension du couplage entre la surface continentale (relief, entre autre) et l'atmosphère est un enjeu fort pour mieux prévoir la réponse des hydrosystèmes.

Par ailleurs, les résultats des scénarios climatiques proposés dans le cadre du GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat) montrent que l'impact du réchauffement moyen simulé sur l'intensité et la fréquence des précipitations serait plus marqué sur les régions méditerranéennes. L'étude des impacts du changement climatique dans ces régions nécessite alors une approche par régionalisation de la réponse climatique au réchauffement global, compte tenu de la forte composante topographique du pourtour du bassin méditerranéen. Mais avant d'étudier ces impacts sur la répartition spatio-temporelle des précipitations et leurs signatures hydrologiques dans la région des Cévennes, il est nécessaire de caractériser le climat actuel à travers les mécanismes qui le dirigent et les régimes pluviométriques qui le composent ; plus précisément, il est nécessaire d'évaluer les interactions entre l'atmosphère et les surfaces continentales et de connaître les processus mis en jeu dans la formation des précipitations (forçages qui déclenchent, maintiennent ou inhibent les systèmes précipitants à différentes échelles spatio-temporelles).

Trois raisons au moins rendent l'étude du couplage entre précipitations et relief indispensable : i) beaucoup d'orages violents et de crues dévastatrices sont associés à la présence de montagnes, ii) la climatologie des pluies montre que les reliefs sont généralement plus arrosés que les plaines (Frei and Schär, 1998), iii) les cours d'eau prennent leur source dans les montagnes avant de traverser les plaines et de se jeter dans la mer : la pluviométrie des zones montagneuses a donc une influence sur tout le bilan hydrologique de l'eau continentale.

D'une manière générale, la pluviométrie d'une région s'explique à partir des précipitations extrêmes, souvent les plus marquantes, et d'autres types d'évènements frappant moins l'opinion. Les questionnements autour de l'évolution des ressources en eau dans une perspective de changement climatique rendent nécessaire une bonne compréhension du régime pluviométrique de la région. Certaines études se sont concentrées sur la caractérisation des évènements extrêmes définis comme un évènement pluvieux dont l'intensité journalière dépasse un certain seuil, sans distinction sur les processus à l'origine de ces précipitations. Pourtant, les précipitations intenses peuvent être le résultat de systèmes convectifs peu développés. Des quantités importantes de pluie peuvent être accumulées durant plusieurs heures voire quelques jours lorsque les perturbations sont ralenties par le Massif Central et les Alpes et que les précipitations sont intensifiées par la présence du relief.

L'étude de la variabilité spatio-temporelle des précipitations en zone de relief repose d'une part sur l'établissement de la climatologie pluviométrique et d'autre part sur l'étude d'évènements pluvieux particuliers sur une région considérée. Sur la région des Cévennes, nous faisons l'hypothèse que le régime pluviométrique est marqué par deux types de convection : une convection de forte amplitude gouvernée par la situation atmosphérique synoptique et sur laquelle le relief a peu d'effet ; et une convection peu développée fortement contrôlée par la circulation de l'air dans le relief. Si les systèmes convectifs fortement développés retiennent toute l'attention pour leurs impacts hydrologiques extrêmes, nous nous intéressons dans cette thèse à mieux comprendre et à analyser les paramètres atmosphériques qui contrôlent préférentiellement les structures de la convection orographique peu profonde. Cette recherche s'inscrit dans la continuité des travaux engagés à travers les thèses de Miniscloux (2001) et de Yates (2006) dont les principaux résultats montrent que ces systèmes très organisés et stationnaires dans le temps se positionnent sur le relief et contribuent de ce fait à une mise en eau importante quoique très hétérogène des bassins et donc au risque hydrologique. Ces études présentent également les caractéristiques spatiales et temporelles de ces précipitations, mais uniquement à partir de l'observation de deux évènements attestés (présence d'un radar de recherche en altitude). Un des objectifs de ma thèse est donc de reprendre ces résultats sur la base de plusieurs évènements. La régularité spatio-temporelle de ces précipitations conduit à s'interroger sur leurs origines et notamment sur l'interaction entre le relief et l'atmosphère. En effet, l'analyse statistique réalisée par Miniscloux (2001) montre que les bandes de pluies sont plus actives et plus stables au dessus des montagnes qu'au dessus des zones moins élevées. Etablir la relation entre les champs de pluie et la topographie aux échelles temporelles et spatiales envisagées n'est cependant pas simple. Pour Miniscloux (2001), seulement 25% de la variance sur les pluies est expliquée par le relief. C'est pourquoi, il est désormais nécessaire d'étudier d'un point de vue atmosphérique les conditions du développement de ces pluies.

OBJECTIFS DE LA THESE ET ORGANISATION DU MEMOIRE

Les deux objectifs principaux de ma thèse sont :

- 1) de progresser sur la compréhension de l'organisation de la convection sur la région, en particulier sur les conditions atmosphériques favorables au développement de la convection peu profonde organisée en bandes : c'est l'identification des processus météorologiques (à la fois à l'échelle locale et à l'échelle synoptique) qui expliquent l'organisation des systèmes précipitants et l'étude de l'impact des paramètres de forçage sur la configuration en bandes des pluies
- 2) de quantifier la contribution de ces précipitations au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais : c'est l'approche climatologique.

Pour répondre à ces objectifs, ce mémoire est composé de quatre parties, comportant chacune plusieurs chapitres et se concluant par une synthèse :

- La **partie I** présente le contexte détaillé de notre recherche, pose les définitions et présente les méthodes et outils mis à notre disposition pour traiter notre problématique.
- Un seul évènement de convection peu profonde organisée en bandes a été identifié sur la région. Pour analyser les processus associés et avoir une approche climatologique, il est nécessaire de construire une classe de temps de tels évènements et de s'intéresser à leur occurrence: c'est l'objet de la **partie II**.
- La classe de temps « convection peu profonde organisée en bandes » étant élaborée, la **partie III** consiste à décrire les processus atmosphériques associés à ces évènements par l'analyse des radiosondages, des situations synoptiques et grâce à la modélisation non-hydrostatique de l'atmosphère avec MesoNH. Ces simulations permettent également d'étudier la variabilité de la pluie au sein de ces évènements.
- Finalement la **partie IV** apporte une évaluation de la contribution de ces précipitations au régime pluviométrique de la région

Première Partie

CONTEXTE ET METHODES

Chapitre 1

Régimes pluviométriques en région montagneuse

1.1.	<i>Définition des précipitations orographiques.....</i>	20
1.2.	<i>Rappel de quelques principes météorologiques en région montagneuse</i>	22
1.2.1.	Stabilité / Instabilité de l'atmosphère	22
1.2.2.	Mécanismes de formation de la pluie en zone de relief.....	24
1.2.3.	Forçages synoptiques à l'origine de précipitations orographiques intenses	28
1.2.4.	Influence de facteurs locaux.....	29
1.3.	<i>Contexte bibliographique.....</i>	30
1.3.1	Les difficultés de l'étude	31
1.3.2	Les méthodes et moyens disponibles	32
1.3.3	Etat actuel des connaissances sur les précipitations orographiques	34
1.4.	<i>La région Cévennes-Vivarais.....</i>	36
1.5.	<i>Météorologie et climatologie de la région Cévennes-Vivarais</i>	39
1.5.1	Climatologie	40
1.5.2	Météorologie	43
1.6.	<i>Etat actuel des connaissances sur les précipitations orographiques organisées en bandes.....</i>	45
1.6.1	Mécanismes associés.....	47
1.6.2	Etudes de sensibilité.....	48
1.7.	<i>Présentation de la problématique</i>	50
1.7.1	Les définitions qui seront utilisées	50
1.7.2	Exposé de la problématique	51

Avant de pouvoir apporter des éléments de réponse à la problématique présentée dans l'avant-propos, il est utile de présenter quelques généralités concernant les régimes pluviométriques en région montagneuse. Il s'agit tout d'abord de rappeler la définition du terme « précipitations orographiques » puis quelques notions de météorologie en région de montagne. Nous présentons ensuite plus précisément la région d'étude : la région Cévennes-Vivarais, d'un point de vue de géographie physique et à travers sa climatologie. Les différentes thèses ayant pour objet l'étude des précipitations

sur cette région ou en zone montagneuse (par exemple Slimani, 1985 ; Cosma, 2000 ; Miniscloux, 2001 ; Ricard, 2002 ; Vetter, 2004 ; Yates, 2006) présentent toutes, de manière plus ou moins détaillée, les principes météorologiques en montagne et l'hydrométéorologie de la région Cévennes-Vivarais. Pour la compréhension de notre étude, il est nécessaire de les rappeler, en réactualisant l'état des connaissances. L'originalité de ce chapitre repose sur sa revue bibliographique concernant la répartition des précipitations en zone de relief, précisée par rapport aux travaux antérieurs en raison de notre problématique particulière. Enfin, nous étudierons les précipitations orographiques dont l'organisation spatiale est caractérisée par une alternance de zones pluvieuses (bandes de pluie) et de zones non pluvieuses. La dernière partie de ce chapitre présente l'état des connaissances sur ces structures précipitantes organisées en bandes.

1.1. Définition des précipitations orographiques

La définition donnée à « précipitations orographiques » n'a jamais été unanime. Différents dictionnaires généraux (dictionnaire de sciences et techniques, de géographie, de météorologie) s'accordent sur un point : les précipitations orographiques sont des précipitations formées par l'ascendance d'une masse d'air humide au dessus d'un relief (« oros » en grec). Des nuances, des précisions ou des compléments sont parfois apportés :

- selon un dictionnaire de sciences et techniques (Sci-Tech Dictionary), les précipitations orographiques au sens strict du terme sont les précipitations déclenchées par l'ascendance d'une masse d'air humide au dessus du relief ;

- selon un dictionnaire de géographie (Geographical Dictionary), certains auteurs considèrent que le relief ne déclenche pas les précipitations mais ne fait qu'intensifier celles associées à des phénomènes convectifs ou le passage de fronts. Ils ne parlent alors pas de précipitations orographiques mais de renforcement orographique ;

- enfin un dictionnaire de météorologie (AMS's Glossary, website : <http://amsglossary.allenpress.com/glossary>) considère sous le terme « précipitations orographiques », les précipitations à la fois déclenchées ET renforcées par le relief. Des exemples de précipitations déclenchées par le relief sont : celles issues des nuages stratiformes produits par l'ascension forcée de la masse d'air ainsi que celles issues des nuages convectifs formés par le réchauffement des pentes. Un exemple de précipitations renforcées par le relief est celui des précipitations stratiformes issues des perturbations hivernales qui, par le mécanisme du « seeder-feeder » (Bergeron, 1965, 1968), sont plus

intenses sur le relief. Nous présentons plus précisément les mécanismes associés au renforcement ou au déclenchement des précipitations dans la partie suivante, ainsi que la variabilité spatiale des précipitations associée aux différents mécanismes.

Les nuances mises en évidence dans ces dictionnaires illustrent les discussions sur cette définition évoquées dans la littérature spécialisée. Le dictionnaire de météorologie (*Meteorological Glossary*) de 1939 définit les précipitations orographiques comme « des précipitations causées par l'interaction d'une masse d'air humide avec une zone de relief ». Cependant Bonacina (1945) suggère plutôt la définition « précipitations causées OU renforcées de différentes manières par la présence d'un terrain élevé ». L'introduction du mot « renforcé » est une amélioration de la définition en ce sens qu'il permet de décrire ce qu'il se passe dans la plupart des cas, particulièrement lorsque les précipitations sont associées à des processus de grande échelle (passage de fronts) (Douglas and Glasspoole, 1947). La question de l'existence de précipitations orographiques « pures », c'est-à-dire de précipitations résultant uniquement de l'ascension d'une masse d'air humide le long de pentes, est ainsi posée.

En effet, comme l'expliquent Barros and Lettenmaier (1994), la forte dépendance observée des précipitations à certains facteurs météorologiques tels que la convergence frontale ou cyclonique, les convergences de meso-échelle associées aux vents de vallée, l'instabilité, le contenu en humidité, laisse suggérer qu'il n'est pas possible d'observer des précipitations orographiques « pures » (Smith, 1987 ; Astling, 1984 ; Parsons and Hobbs, 1983 ; Storebo, 1976 ; Namias, 1960 ; Corradini et Melone, 1989). Ainsi, il serait plus correct de parler de composante orographique des précipitations plutôt que de précipitations orographiques proprement dites. Ceci signifie que si les précipitations sur le relief sont aussi intenses que si elles avaient lieu sur un terrain plat alors elles ne pourraient pas être considérées comme orographiques. Par contre, si l'intensité de ces précipitations est augmentée par l'action du terrain, alors les précipitations ont une part orographique.

Il est difficile de quantifier cette augmentation due à la présence du relief. La complexité de la dynamique atmosphérique à proximité des montagnes ne permet pas d'isoler facilement la part orographique des précipitations de celle due aux autres facteurs.

1.2. Rappel de quelques principes météorologiques en région montagneuse

Le relief agit comme un catalyseur de la formation de la pluie. Il freine les masses d'air, canalise l'humidité, le vent et la chaleur en certaines zones et de ce fait, déclenche ou renforce les mécanismes de convection, condensation et précipitation. Mais il peut également participer à l'assèchement et au réchauffement de la masse d'air après son passage au dessus d'une barrière montagneuse (effet de Foehn). Après avoir rappelé quelques notions sur la stabilité/instabilité de l'atmosphère, nous présentons de manière succincte les mécanismes de météorologie de montagne en jeu dans la formation des précipitations. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à des ouvrages spécialisés (Smith, 1979, Banta, 1990, Barros and Lettenmaier, 1994, Whiteman, 2000) ou à des ouvrages plus généraux (Thillet, 1997). Nous présentons également les forçages synoptiques à l'origine de précipitations intenses sur les reliefs et les facteurs pouvant influencer sur la structure des précipitations à l'échelle locale. Les processus microphysiques au sein des nuages sont également très importants dans la formation et l'intensification des précipitations mais ils ne seront pas présentés ici car ils ne sont pas spécifiques des zones de montagne et ont été discutés, en autres, par Leporini (2005) et Leroy (2007).

1.2.1. Stabilité / Instabilité de l'atmosphère

Nous rappelons ici les notions de stabilité et d'instabilité de l'atmosphère. Les différentes couches de l'atmosphère peuvent se trouver dans trois états différents : stabilité absolue, instabilité absolue ou instabilité conditionnelle.

Supposons qu'une particule d'air soit initialement en équilibre hydrostatique avec le reste de l'atmosphère. Pour une raison ou une autre (rencontre d'un obstacle, convergence d'une masse d'air, réchauffement, ...), cette particule est amenée à se soulever de manière adiabatique. Si cette particule n'est pas saturée en eau, l'évolution de sa température en fonction de l'altitude est donnée par une courbe appelée « adiabatique sèche » ; si cette particule est saturée, l'évolution suit la courbe appelée « adiabatique saturée ». Ces adiabatiques représentent la variation de la température d'une particule en considérant uniquement les variations de pression (adiabatique sèche) si la particule n'est pas saturée, ainsi que le relâchement de chaleur latente liée au processus de condensation si la particule est saturée (adiabatique saturée), sans considérer les échanges de chaleur avec les particules avoisinantes. Ainsi, la particule se soulevant de manière adiabatique aura une température différente de celle de l'atmosphère environnante. La stratification de l'atmosphère se détermine alors en comparant ces deux températures. La figure 1-1 illustre ces trois états de l'atmosphère.

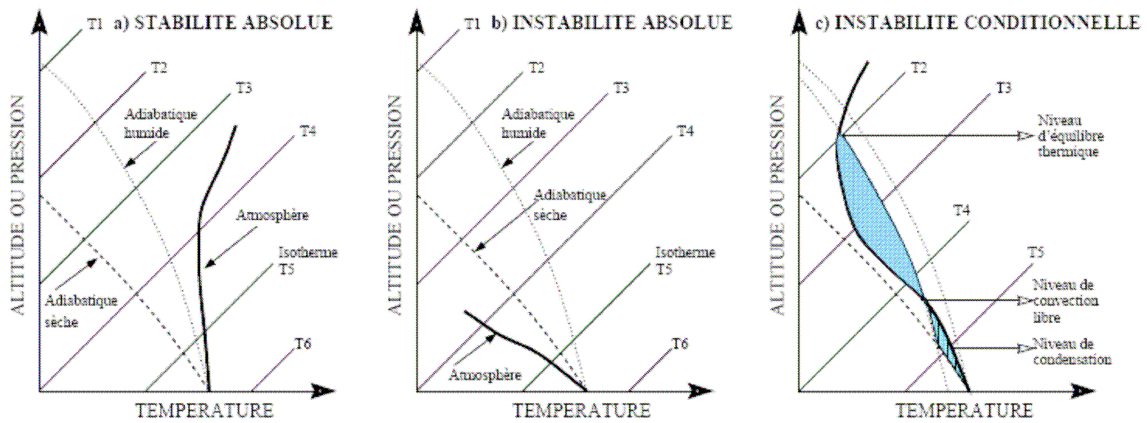


Figure 1-1 : (extraite de Miniscloux, 2001) Stabilité / Instabilité de la stratification verticale de l'atmosphère.

- a) Cas de la stabilité absolue (Fig. 1-1a): la particule s'élevant voit sa température décroître plus rapidement que celle de l'air ambiant, quelque soit l'adiabatique suivie. Devenant plus froide, elle devient également plus dense. Le mouvement vertical est limité : il y a stabilité.
- b) Cas d'instabilité absolue (Fig. 1-1b) : dans ce cas, la température de la particule soulevée décroît moins vite que celle de l'air ambiant, qu'elle suive l'adiabatique sèche ou l'adiabatique saturée. La particule devient donc plus chaude, donc plus légère que les particules environnantes, ce qui lui permet de continuer son ascension verticale : il y a instabilité.
- c) Cas d'instabilité conditionnelle (Fig. 1-1c) : le gradient vertical de la température de l'air est plus faible que celui des adiabatiques sèches mais plus fort que celui des adiabatiques saturées. Si la particule s'élevant n'est pas saturée, sa température va donc décroître plus vite que celle de l'air ambiant : nous sommes dans le cas a). Par contre si la particule s'élevant est saturée, sa température va décroître moins vite que celle de l'air ambiant : nous sommes dans le cas b). La stabilité ou l'instabilité dépend donc du niveau de saturation de la particule : il y a instabilité conditionnelle. Prenons une particule au sol, initialement non saturée. La rencontre avec un relief par exemple va élever cette particule suivant l'adiabatique sèche. La particule est alors stable. Mais sa température diminuant, la quantité de vapeur d'eau qu'elle peut contenir va également diminuer et si l'élévation due au relief est suffisante, la particule atteint son niveau de condensation. Son élévation se fait alors en suivant l'adiabatique saturée : la particule devient instable. Elle continuera de s'élever, même si le sommet du relief est déjà atteint, jusqu'au niveau d'équilibre thermique.

Lorsque l'instabilité est déclenchée, il a formation de systèmes convectifs. L'humidité est le moteur de la convection : la condensation réchauffe la masse d'air et la force à se soulever. Dans les régions méditerranéennes, la mer réchauffée à la fin de l'été est le réservoir énergétique de la convection en automne. Cependant, il est nécessaire d'avoir un mécanisme initiant les déplacements verticaux. Le plus fréquent est le soulèvement orographique, bien que de nombreux autres mécanismes soient possibles (Smith, 1979 ; Banta, 1990).

Deux variables déterminées à partir de radiosondages permettent de quantifier l'énergie d'une masse d'air disponible à la convection. Il s'agit de la CAPE (Convective Available Potential Energy, Eq.2-9, chapitre 2) et de la CIN (Convective Inhibition, Eq.2-10, chapitre 2). La CAPE est représentée en bleu sur la figure 1-1c : elle correspond à l'aire comprise entre l'adiabatique saturée et la courbe d'état à partir du niveau de convection libre (niveau où la particule devient instable). C'est l'énergie de chaleur latente susceptible d'être libérée et transformée en énergie cinétique au sein des ascendances. La CIN correspond à l'aire hachurée bleue sur cette même figure. C'est l'énergie qu'il est nécessaire d'apporter pour que la convection puisse se développer. L'intensité d'un système convectif sera donc déterminée en regardant ces deux variables : une CAPE forte avec une CIN faible peut conduire à de la convection très développée. Par contre une CAPE et une CIN fortes ne sont pas nécessairement synonymes de convection intense : le soulèvement ou le réchauffement de la particule au sol n'étant pas suffisant pour l'amener à son niveau de convection libre.

Dans la suite, nous considérerons la stratification d'une masse d'air à travers la température potentielle équivalente (θ_e , Eq.2-1, chapitre 2). C'est la température qu'aurait une parcelle d'air dont toute la vapeur d'eau aurait été condensée de manière adiabatique et qui serait ramenée à 1000hPa. θ_e est une variable conservative dans les mouvements adiabatiques verticaux : elle permet de s'affranchir des variations de température liées à la pression et au contenu en eau. Une particule gardera toujours la même température potentielle équivalente au cours d'un mouvement vertical. Ainsi un gradient vertical de θ_e négatif indiquera une atmosphère instable.

1.2.2. Mécanismes de formation de la pluie en zone de relief

Il existe un lien fort entre l'organisation des massifs montagneux et la structure des précipitations: à petite échelle, les montagnes reçoivent davantage de précipitations que les vallées environnantes et à plus grande échelle, les précipitations sont fréquentes sur les pentes amont du relief, alors que les pentes aval sont peu arrosées. Les mécanismes en jeu sont fortement dépendant des caractéristiques de la masse d'air incidente : stratification de l'atmosphère, vitesse du vent,

cisaillement,...et la localisation précise des précipitations sur le relief dépend du mécanisme initiateur de ces précipitations.

Au cours d'un évènement pluvieux, plusieurs mécanismes peuvent intervenir dans la formation des précipitations. De plus, comme le précise Ricard (2002), une fois formés, les nuages convectifs orographiques sont pilotés par leur propre dynamique (courant de densité, flux ascendant et descendant). Cependant, tant qu'ils restent près du relief, la dynamique des nuages est le résultat d'une interaction complexe entre les mouvements convectifs et les mouvements orographiques. L'étude de ces interactions complexes a été le point de départ de nombreuses campagnes de mesures : ALPEX (1981-1982) (Kuettner, 1986), PYREX (1990) (Bougeault et al., 1997), MAP (1995-1999) (Bougeault et al., 2001), COPS (2007) (Wulfmeyer et al., 2008).

Houze (1993) distingue 7 mécanismes de formation des précipitations en présence de relief. Deux des mécanismes sont associés à des situations où la masse d'air est stable, donnant lieu à des nuages de type stratiforme. Dans les autres cas, il y a déclenchement de phénomènes convectifs.

Le mécanisme « seeder-feeder » (cas d'une atmosphère stable)

Ce mécanisme a été proposé par Bergeron (1965, 1968). Il s'apparente plus à un mécanisme de renforcement des précipitations qu'à un mécanisme de formation. La pluie issue d'un nuage d'altitude (seeder cloud) se renforce lorsqu'elle traverse un nuage orographique de basse couche (feeder cloud), en raison des processus de collection des gouttes nuageuses par les gouttes de pluie.

Soulèvement d'une masse d'air stable

Ce mécanisme correspond au processus de condensation des particules d'air sur la pente au vent du relief lié au soulèvement d'une masse d'air stable. Si l'air présent dans la couche soulevée est proche de la saturation, il y a condensation et formation de nuages voire de pluie généralement faible.

Les cinq autres mécanismes se rapportent à des processus convectifs. Lorsqu'une masse d'air en instabilité conditionnelle est soulevée, il y a déclenchement d'instabilité convective et formation de nuages engendrant des précipitations de forte intensité.

Convection déclenchée par soulèvement

L'atmosphère est conditionnellement instable et le soulèvement initial induit par le relief est suffisant pour amener les particules à leur niveau de convection libre et donc déclencher la convection. Les pluies associées sont très intenses et localisées sur les pentes au vent.

Convection déclenchée par blocage en amont du relief

Si la masse d'air ne peut contourner l'obstacle, il peut se former une zone de blocage en amont du relief. Le flux incident ralentit à l'approche du relief, induisant une re-circulation des masses d'air et entraînant une anomalie de pression en amont (surpression). Il se crée donc des zones de convergence et des ascendances permettant à la convection de se déclencher. Cette convection peut également être déclenchée en amont par la présence d'ondes de gravité. Les précipitations associées sont donc localisées bien en amont des premières pentes.

Convection thermique

Le rayonnement solaire réchauffe les flancs de la montagne et induit une circulation ascendante sur les pentes. Cette circulation se traduit par une zone de convergence au sommet, susceptible de favoriser le développement de la convection.

Convection par convergence des flux en aval du relief

Le flux à l'approche de la montagne est dévié de part et d'autre en fonction de sa stabilité et de la taille de l'obstacle. Ceci crée des zones de convergence à l'aval du relief, donc des ascendances pouvant déclencher la convection. Les précipitations associées sont localisées sur les pentes sous le vent. Ce mécanisme peut ainsi expliquer les anomalies de pluviométrie sur des versants a priori abrités.

Renforcement de la convection en aval

La convection est déclenchée à la fois par les mouvements verticaux générés par le relief (ondes de gravité) et par l'instabilité thermique des basses couches (ascendance sur la pente sous le vent).

En fonction des mécanismes, les précipitations n'ont donc pas la même localisation. Généralement, les précipitations orographiques sont localisées sur les pentes au vent des reliefs, alors qu'elles se situent sur les sommets pour les petites montagnes. La localisation des précipitations est déterminée par les caractéristiques du flux incident : vitesse du vent, stabilité et par les caractéristiques du relief (hauteur). Un paramètre adimensionnel, le nombre de Froude (F_r , Eq.1-1) combine les influences de ces caractéristiques. Il indique si le flux possède ou non suffisamment d'énergie pour passer au dessus du relief et détermine par conséquent la localisation des précipitations.

$$F_r = \frac{U}{N_m h} \quad (\text{Eq.1-1})$$

où U est la vitesse du vent, N_m la fréquence de Brünt-Väisälä (Eq.2-2, chapitre 2) de l'air humide et h la hauteur du relief. Le nombre de Froude compare la force d'inertie ayant tendance à faire franchir le relief, liée à U , à la force de flottabilité qui a tendance à s'opposer à ce franchissement, liée à la

hauteur h de l'obstacle et à la stabilité de l'atmosphère définie par la fréquence de Brünt-Väisälä N_m . Théoriquement (Smith, 1979), si $F_r > 1$, le flux passe au dessus du relief, les précipitations sont localisées sur les sommets et/ou sur les pentes sous le vent. Si $F_r < 1$, le flux est bloqué, les précipitations sont déclenchées en amont du relief. Avec les données de la campagne MAP, Houze et al. (2001) et Rotunno and Houze (2007) ont expliqué la localisation des pluies sur les Alpes en fonction du nombre de Froude.

Chu and Lin (2000) ont identifié trois régimes d'écoulement dans le cadre d'écoulements conditionnellement instables au dessus d'une montagne meso-échelle 2D:

- *Régime I* : faible F_r : les cellules convectives sont générées par la décélération du flux en amont de l'obstacle et par les ondes de gravité associées aux cellules convectives se formant sur les pentes au vent, puis par la propagation amont du courant de densité. Le courant de densité correspond à la zone où l'évaporation des précipitations (si la masse d'air n'est pas saturée) induit un refroidissement de l'air sous le système et une ascendance du flux plus chaud en amont entretenant ainsi la convection. Les précipitations résultantes sont intenses et quasi continues sur les pentes au vent et sur les plaines en amont : les cellules convectives se forment en amont sur le bord d'attaque du courant de densité et une fois formées, se propagent dans le sens du flux.
- *Régime II* : F_r modéré : le système convectif est quasi stationnaire et localisé sur les pentes au vent et à proximité des sommets. Les cellules convectives sont produites par le forçage orographique et par les ondes de gravité.
- *Régime III* : F_r élevé : deux modes de systèmes convectifs sont identifiés : un mode quasi stationnaire et un mode de propagation dans le sens du flux. Pour le mode quasi stationnaire, nous retrouvons les mêmes mécanismes de formation que ceux du régime II. Pour le mode de propagation dans le sens du flux, les cellules convectives sont principalement générées par des effets de convergence associés à un ressaut hydraulique du flux au dessus de la pente sous le vent. Sans refroidissement associé à l'évaporation, le système convectif ne peut pas déclencher de nouvelles cellules en amont du relief. Le système convectif est advecté lentement avec le flux.

Chen and Lin (2005a) ont étendu les travaux de Chu and Lin (2000) à partir de simulations 3D. Les effets de contournement du relief sont ainsi pris en compte. Ils retrouvent les résultats de Chu and Lin (2000) avec quelques différences. En particulier, le maximum de précipitation produit dans le cas du régime II n'est plus situé sur le sommet mais sur la pente au vent. Cependant, ils montrent

également qu'en plus du nombre de Froude, les régimes du flux sont contrôlés par d'autres paramètres tels que la CAPE, la pente du relief, le cisaillement, etc...L'effet conjoint du nombre de Froude et de la CAPE a été étudié par Chen and Lin (2005b) en simulation idéalisée 2D. La CAPE associée à une masse d'air en instabilité conditionnelle peut être relâchée lors de son ascension sur le relief. Dans ce cas, la libération de la CAPE entraîne une accélération des parcelles d'air, ce qui peut générer ou renforcer la convection. La CAPE peut donc influencer la classification réalisée uniquement sur les nombres de Froude. Les résultats montrent que les maxima de précipitations sont localisés plus en amont et que le courant de densité s'intensifie. Le régime du flux passe alors au régime précédent lorsque la CAPE augmente. Lorsque la CAPE est importante, la différence de quantité de pluie produite par les systèmes quasi stationnaires pour les différents nombres de Froude est petite, ce qui signifie que la formation des précipitations est moins sensible au nombre de Froude. Au contraire, lorsque la CAPE est faible, l'intensité et la localisation des précipitations vont dépendre des différents régimes identifiés à partir du nombre de Froude.

1.2.3. Forçages synoptiques à l'origine de précipitations orographiques intenses

Nous venons de présenter les mécanismes locaux de formation ou de renforcement de la pluie en zone de relief marqué. Cependant ces mécanismes sont en interaction étroite avec les conditions de grande échelle (échelle synoptique). Cette interaction complexe peut être à l'origine de pluies intenses car elle entretient les systèmes en les rendant plus intenses et quasi stationnaires. De nombreuses études se sont intéressées à décrire les forçages synoptiques à l'origine du renforcement des précipitations orographiques, notamment celles associées à un système convectif de meso-échelle (par exemple Doswell et al., 1998 ; Massacand et al., 1998 ; Buzzi and Foschini, 2000, Lin et al., 2001 ; Chiao and Lin, 2003 ; Rudatu et al., 2005 ; Nuissier et al., 2008 ; Ducrocq et al., 2008).

Lin et al. (2001) ont identifié plusieurs ingrédients favorables à la production de précipitations orographiques convectives à l'origine de crues dévastatrices. Ce recensement d'ingrédients repose sur la synthèse de plusieurs études de cas sur les Etats-Unis (Maddox et al., 1978 ; Caracena et al., 1979 ; Pontrelli et al., 1999 ; Petersen et al., 1999), sur les Alpes (Buzzi et al., 1995, 1998 ; Buzzi and Foschini, 2000) et sur l'Asie de l'est. Les points communs à toutes ces études de cas sont : i) la présence d'un flux conditionnellement instable venant buter contre le relief, ii) un flux de basses couches d'intensité modérée à intense et très humide, iii) un relief pentu favorisant la libération de l'instabilité et iv) un système synoptique quasi stationnaire, ralentissant la progression du système convectif vers une zone précise (caractérisé par une dorsale d'altitude quasi-stationnaire). L'atmosphère est fortement instable (CAPE élevée) pour les cas sur l'Asie de l'Est, par contre cette caractéristique est moins prononcée pour les cas sur les Alpes et aux Etats-Unis. Par contre un talweg

de courte longueur d'onde ou une anomalie positive de tourbillon potentiel se rapprochant de la zone de fortes précipitations sont présents dans les cas américains et alpins. Ils sont absents dans les cas asiatiques. Dans les cas alpins et asiatiques, la géométrie concave du relief a également favorisé le déclenchement de la convection. En résumé, les précipitations orographiques intenses requièrent la présence d'un ou de plusieurs des 9 ingrédients suivants : 1) un flux incident proche de la saturation, 2) un flux de basse couche intense, 3) un relief marqué et en particulier 4) de forme concave ou favorisant la convergence des flux, 5) une situation synoptique favorisant les ascendances, 6) un flux de basse couche humide, 7) la pré-existence de systèmes convectifs qui sont 8) ralentis (blocages) et 9) un flux de basse couche conditionnellement instable (nécessaire pour le déclenchement de la convection profonde). Nous remarquerons que les ingrédients 1, 6 et 9 sont logiquement corrélés. Les systèmes convectifs de meso-échelle observés sur les Cévennes sont également associés à ces éléments, comme l'ont montré Ducrocq et al. (2008) et Nuissier et al. (2008).

Ces ingrédients de grande échelle favorisent l'entretien des systèmes convectifs en zone montagneuse. Deux autres mécanismes d'entretien, à une échelle plus locale (meso-échelle), sont également cités : le développement d'un courant de densité sous les systèmes convectifs et le cisaillement.

1.2.4. Influence de facteurs locaux

Si, comme nous l'avons montré, la structure de la pluie en zone de relief dépend des échelles du relief (1.2.2) et des échelles synoptiques (1.2.3), l'hétérogénéité très locale des surfaces influe également sur la localisation des précipitations (Barthlott et al., 2006).

L'impact de l'humidité du sol sur le déclenchement de la convection et la répartition des précipitations a beaucoup été étudié (Avissar and Liu, 1996 ; Elfatih et al., 1996 ; Clark et al., 2004 ; Barthlott et al, 2006). L'humidité des sols influe sur les flux turbulents liés au relâchement de chaleur latente. Il a été montré que sur un sol hétérogène en humidité, les précipitations ont tendance à se former au dessus des secteurs secs.

Colle (2004) montre que la formation des précipitations orographiques est sensible aux conditions ambiantes (cisaillement, structure verticale des ondes de gravité) et à la géométrie du terrain. L'influence des structures fines du relief et de la géométrie du terrain (Cosma et al., 2002 ; Minder et al., 2008) sera illustrée plus précisément sur les précipitations orographiques organisées en bandes au 1.6. Cependant nous pouvons déjà dire que les structures fines du relief sont favorables à la

création de zones de convergence favorisant la convection, notamment lorsque le flux grande échelle rencontre les vents de pente ou de vallée (Barthlott et al., 2006).

1.3. Contexte bibliographique

Nous présentons quelques éléments bibliographiques liés à l'étude des précipitations en zone de montagne, aux moyens disponibles et aux difficultés rencontrées. Les précipitations orographiques dont nous parlons correspondent à la fois aux précipitations déclenchées et / ou renforcées par le relief. Comme l'explique Smith (2006), les montagnes modifient et souvent amplifient les précipitations plutôt qu'elles ne les créent. Ce renforcement orographique, pour lequel nous ne savons pas séparer la composante liée au relief des autres mécanismes comme la convection frontale, explique les écarts de cumul annuels entre les reliefs et les vallées. Ce forçage orographique est permanent et marque de son empreinte les relevés climatologiques (Browning, 1980).

Le rôle du relief sur la répartition spatiale hétérogène des précipitations est connu depuis longtemps. Dans la revue proposée par Roe (2005), le lien étroit entre précipitation et topographie est une évidence depuis les premiers humains. Les processus élémentaires impliqués sont connus depuis les premiers Grecs. Roe (2005) traduit ainsi Aristote : *“Similarly, the majority of springs are in the neighbourhood of mountains and high places, and there are few sources of water in plains except rivers. For mountains and highplaces act like a thick sponge overhanging the earth and make the water drip through and run together in small quantities in many places. For they receive the great volume of rain water that falls, and they cool the vapour as it rises and condense it again to water”*. Il détaille ensuite les différentes périodes durant lesquelles les scientifiques ont porté leur attention sur ces précipitations en zone de relief. En France, Mitard (1927), dans son étude sur la pluviosité de la bordure sud-orientale du Massif Central, n'est pas surpris des résultats qu'il obtient en saisissant un « contraste entre le rebord de la pénélaine et les plaines ou les basses terrasses du pied ». Il cite en effet le principe suivant : « la règle générale étant que les montagnes sont plus arrosées que le bas pays » et les résultats d'Angot (1912). Cependant, les effets des caractéristiques de petite échelle de ce relief sur la distribution des précipitations n'ont été reconnus pour la première fois que dans les années 1960 grâce aux observations de Tor Bergeron (Minder et al., 2008).

Pourquoi s'intéresser à la contribution des précipitations orographiques

Les précipitations orographiques sont un exemple de la forte interaction de la surface continentale avec l'atmosphère. Leur principale influence s'exerce sur le cycle de l'eau (Barros and Lettenmaier, 1993) : la pluviométrie en région montagneuse impacte directement la ressource en eau des régions de plaine situées en aval. Mais elles peuvent également affecter le climat, l'hydrologie (Miniscloux,

2001), la végétation et le paysage, l'agriculture, l'économie et la géologie de nombreuses régions. Comprendre les processus physiques qui gouvernent les précipitations orographiques et la contribution de ces précipitations au régime pluviométrique a donc son importance au-delà du domaine météorologique (Fuhrer and Schär, 2005), et cela aussi bien aux échelles des bassins versants que de l'ensemble de la région montagneuse. Aux faibles pas de temps (de l'heure à quelques jours), connaître la distribution et l'intensité des précipitations orographiques est fondamental pour la gestion des risques naturels tels que les crues éclair, les mouvements de terrain, les avalanches (Caracena et al., 1979 ; Caine, 1980 ; Conway and Raymond, 1993 ; Westrick and Mass, 2001). A une échelle temporelle plus grande, l'évolution du stock de neige, qui est une ressource en eau cruciale et variable dans de nombreuses régions telles que l'ouest américain (Mote et al., 2005), est fortement influencée par la distribution des précipitations. Environ les trois quarts de la demande en eau de l'ouest américain sont soutenus par les bassins d'altitude où les précipitations orographiques apportent une contribution majeure (Chang et al., 1987). Finalement, l'érosion associée aux précipitations orographiques, dont les caractéristiques spatiales sont persistantes sur des milliers d'années, modifie la topographie, qui à son tour modifie les précipitations (Beaumont et al., 1992 ; Willett, 1999 ; Montgomery et al., 2001 ; Roe et al., 2002 ; Reiners et al., 2003 ; Anders et al., 2004 ; Roe et al., 2006 ; Stolar et al., 2007 ; Anders et al., 2008).

1.3.1 Les difficultés de l'étude

Chaque auteur cherchant à quantifier l'apport des précipitations orographiques au régime pluviométrique d'une région ou à étudier la répartition spatiale de ces précipitations ne manque pas de mettre en évidence les limites auxquelles il est confronté (eg. Tourasse, 1981 ; Barros and Lettenmaier, 1994 ; Miniscloux, 2001 ; Roe, 2005 ; Anders et al., 2007 ; Minder et al., 2008). Que ce soit pour des études climatologiques ou pour l'étude des précipitations orographiques au sein d'un évènement, les difficultés du scientifique sont de deux ordres : techniques (observations) et physiques (complexité des processus).

Roe (2005) et Minder et al. (2008) notent l'insuffisance des observations des précipitations orographiques liée à la faible densité spatiale des réseaux de pluviomètres. Dans les Cévennes par exemple, l'échelle du renforcement orographique est de l'ordre de la taille des éléments du relief (largeur, hauteur et profondeur d'une vallée, soit ~1-10km). Or la résolution spatiale des réseaux de pluviomètres est le plus souvent trop faible, il est donc difficile de mesurer la variabilité spatiale des précipitations induites par le relief (Miniscloux, 2001). De plus les pluviomètres sont principalement situés dans les vallées (Groisman and Legates, 1994 ; Frei and Schär, 1998). Les mesures issues des pluviomètres sont également entachées d'erreurs, dues aux modifications locales du flux et à la sous

estimation des précipitations sous forme neigeuse (Yang et al., 1998). Groisman and Legates (1994) estiment le biais dans les mesures climatologiques sur les taux de précipitations aux Etats-Unis jusqu'à 25%, l'erreur étant la plus grande dans les zones les plus élevées avec beaucoup de neige. Finalement, il s'agit de mesures ponctuelles qui peuvent ne pas être représentatives des précipitations moyennes sur des échelles plus grandes (Groisman and Legates, 1994 ; Sinclair et al., 1997 ; Dingman, 2002). Toute extrapolation en un champ continu nécessite de faire des hypothèses sur la façon dont l'orographie influence les précipitations (Daly et al., 1994). L'utilisation des données radar est rendue difficile pour deux raisons. D'une part, c'est une technique qui ne s'est développée que récemment et ne permet pas d'avoir des bases de données suffisamment longues pour des études climatologiques (radar de Bollène opérationnel depuis 2000). D'autre part, ces données sont plus rares au dessus des zones montagneuses à cause des effets de blocage.

Finalement, le renforcement orographique est difficile à quantifier car la composante orographique des précipitations est le plus souvent mélangée à d'autres composantes du système précipitant (Corradini and Melone, 1989), si bien qu'il est souvent difficile de séparer la contribution du relief dans la production totale de la pluie (Passarelli and Boehme, 1983). En fait, l'idée même de séparation n'est pas censée lorsqu'il s'agit de phénomènes non linéaires. Elle ne peut être qu'une approximation pédagogique.

1.3.2 Les méthodes et moyens disponibles

Malgré les limites citées précédemment, les données issues des réseaux de pluviomètres et des radars sont les plus utilisées pour estimer la répartition des précipitations en zone montagneuse. Les données des pluviomètres sont interpolées par krigeage (Creutin and Obled, 1982) moyennant quelques hypothèses d'homogénéité spatiale et temporelle (Chua and Bras, 1982). Johnson and Hanson (1995) utilisent l'analyse en composantes principales pour également interpoler les précipitations. Anders et al. (2006) ont utilisé quant à eux des données issues d'un satellite (TRMM : Tropical Rainfall Measuring Mission) pour étudier la répartition des précipitations sur l'Himalaya. Roe (2005) explique que les satellites sont devenus une alternative aux réseaux de pluviomètres dans la détermination des champs de pluie. Cependant de nombreuses considérations sont à prendre en compte dans l'élaboration des algorithmes convertissant la réflectivité en taux de précipitation à la surface. Ces algorithmes considèrent l'altitude de l'isotherme zéro, le type de précipitation (stratiforme ou convective), la phase des précipitations (glace, eau ou mixte) mais n'ont pas été nécessairement calibrés ou optimisés au dessus des zones montagneuses. Ces données sont utilisées également pour le développement (calibrage) de modèles statistiques ou numériques pour expliquer la répartition des précipitations au cours d'un évènement ou dans la climatologie de la région.

Pour évaluer le régime pluviométrique d'une région, le recours aux modèles statistiques est également utilisé. Il s'agit principalement de modèles linéaires de régression multiple. Les précipitations (cumul annuel ou saisonnier) peuvent être estimées en fonction de l'élévation, de la pente, de l'exposition et de l'orientation (Basist et al., 1994) ou seulement à partir de quelques uns de ces paramètres (Brundson et al., 2001; Landvogt et al., 2008). Naoum and Tsanis (2004) ont proposé un modèle de régression multiple pour déduire les précipitations annuelles en fonction de l'élévation, de la longitude et de la latitude. Ils ont appliqué ce modèle sur la Crète et montré qu'à l'échelle de l'ensemble de l'île, les résultats étaient satisfaisants mais que la qualité diminuait lorsque le modèle était appliqué à l'échelle de bassins versants. Dans certaines conditions, la relation entre les précipitations et l'élévation peut être mieux décrite par des fonctions log-linéaire ou exponentielle, mais la forme linéaire est facile à utiliser et semble être une approximation acceptable dans la plupart des cas (Daly et al., 1994). Une des principales limites de ces régressions est la dépendance des paramètres estimés au lieu de calibration. Les résidus peuvent bien sûr ensuite être interpolés par krigeage.

Barstad et al. (2007) montrent la capacité des modèles conceptuels (simples, basés sur une schématisation de la physique) à reproduire les précipitations orographiques dans les cas les plus simplifiés (microphysique chaude, simulation 2D, profils verticaux d'humidité et de stabilité idéalisés). Smith and Barstad (2004) font une revue des différents modèles utilisés dans ce domaine et développent leur propre modèle incluant les processus dynamiques, l'advection de l'eau condensée et l'évaporation sur les pentes sous le vent. La pente du terrain et la vitesse du vent sont utilisées pour estimer le taux de condensation au dessus du relief (Collier, 1975 ; Rhea, 1978 ; Smith, 1979 ; Neiman et al., 2002). Les précipitations sont calculées en supposant que l'eau condensée précipite immédiatement. Les problèmes concernant la formation des nuages ne se prêtent pas aux formulations linéaires de la théorie des précipitations orographiques (Barcilon et al., 1980 ; Durran and Klemp, 1982b ; Barcilon and Fitzjarrald, 1985). Les modèles linéaires ignorent également les processus non linéaires tels que les phénomènes de blocage (Jiang, 2003).

Les modèles précédents sont tous diagnostiques : le flux atmosphérique, l'amplitude et l'organisation des précipitations sont déterminés en considérant un état stable et en fonction des conditions de grande échelle (vent, température). Ils sont donc incapables de refléter les interactions complexes liées aux processus de convection, blocage, courant de densité. Des modèles non linéaires plus sophistiqués ont donc été utilisés pour analyser le renforcement orographique (Alpert, 1986 ; Alpert and Shafir, 1989 ; Barros and Lettenmaier, 1993 et 1994). Ils prennent en compte la paramétrisation des nuages, la physique des précipitations et considèrent diversement la dynamique atmosphérique. Barros and Lettenmaier (1993, 1994) indiquent que les erreurs relatives peuvent varier de 50% à 100% sur l'intensité des précipitations lors de la prévision d'un évènement mais que ces

erreurs diminuent considérablement (de l'ordre de 10-15%) lorsque des précipitations mensuelles ou saisonnières sont évaluées. Les progrès réalisés dans le calcul numérique permettent de développer des modèles ayant une résolution spatiale suffisante pour simuler la variabilité de la pluie à des échelles de l'ordre de 10km (Alpert et al. 1994) ou à petites échelles (Cosma et al., 2002). Minder et al. (2008) montrent que le modèle MM5 est capable de déterminer la répartition de la pluie sur des échelles saisonnières mais échoue parfois dans la simulation d'un événement particulier. Roe (2005) fait un point sur les modèles diagnostiques et pronostiques utilisés au fil du temps. Il fait remarquer notamment qu'avec la diminution des temps de calcul, les modèles pronostiques, non-hydrostatiques, sont devenus des outils de recherche majeurs pour l'étude des précipitations orographiques (eg, Brintjes et al., 1994 ; Katzfey, 1995a,b; Chen and Huang, 1999; Colle et al., 1999; Kirshbaum and Durran, 2004 ; Lang and Barros, 2004). Ceci est d'autant plus vrai que les processus physiques à l'origine des précipitations sont de mieux en mieux connus (grâce aux campagnes de terrains) et modélisés. Ces modèles de méso-échelle (100-1000km) incorporent l'ensemble des équations de la dynamique et peuvent tourner à des résolutions horizontales auxquelles les éléments convectifs sont résolus explicitement (1km). Cependant, ces temps de calcul demeurent trop élevés pour permettre des études climatologiques.

1.3.3 Etat actuel des connaissances sur les précipitations orographiques

Etant donné un relief, les précipitations augmentent généralement avec l'altitude (Alter, 1919. Barros, 1933 ; Spreen, 1947 ; Schermerhorn, 1967 ; Hibbert, 1977 ; Smith, 1979, Hevesi et al., 1992a,b ; Michaud et al., 1995). Ce phénomène, communément appelé « effet orographique » est observable dans toutes les régions montagneuses du monde, quelle que soit la latitude. Ce phénomène s'observe aussi bien à l'échelle temporelle d'un événement pluvieux que dans la climatologie des zones montagneuses (Dettinger et al., 2004), mais également à différentes échelles spatiales (échelle du massif, échelle d'une vallée, ...). Des différences dans les précipitations moyennes annuelles de quelques centaines de pourcents entre les pentes au vent et les vallées adjacentes ou les pentes sous le vent ne sont pas inhabituelles (Barros and Lettenmaier, 1994). Les valeurs peuvent atteindre 50% à 85% pour les caractéristiques topographiques les plus petites (relief de quelques dizaines à centaines de mètres) à plus de 200% pour les reliefs supérieurs à 1km (Storebo, 1976 ; Browning, 1980 ; Hobbs et al., 1973 ; Robichaud and Austin, 1988 ; Corradini and Melone, 1989). Barros and Kuligowski (1998) donnent un exemple des contributions respectives des précipitations sur les pentes au vent et sur les pentes sous le vent. Les effets des caractéristiques fine échelle du relief sur la distribution des précipitations ont été mis en évidence dans les années 1960 grâce à l'observation de Bergeron. Son réseau de pluviomètres a montré une augmentation des précipitations de 50% au dessus d'une colline de 50m d'altitude et 10km de large en Suède (Bergeron, 1968). Colle (2008) s'est intéressé à la

répartition des pluies sur les différents versants dans le cas d'un flux stable et dans un contexte idéalisé. L'utilisation d'un modèle numérique montre alors que pour une large gamme de conditions amont, l'addition de structures fines dans le relief (succession de vallées sur les pentes au vent d'un relief) peut conduire à une augmentation locale des précipitations sur les sommets de 200 à 300% et à une augmentation nette de 10-15% sur la totalité de la pente au vent du relief global.

Sur le relief des îles britanniques, Douglas and Glasspoole (1947) observent l'influence orographique sur les cumuls mensuels principalement en hiver et sur les cumuls annuels aussi bien sur les petits reliefs que sur les reliefs plus élevés. Entre 1930 et 1939, ils relèvent ainsi 197 événements pluvieux pour lesquels les cumuls journaliers présentent un accroissement entre les stations de plaine et les stations situées sur les collines.

Alpert et Shafir (1989) montrent à partir de données de pluviomètres entre 1931 et 1960 qu'en Israël, le relief (400 à 800m d'altitude) reçoit en moyenne 700mm de précipitations annuellement alors qu'en amont, la côte n'enregistre que 400 à 500mm.

Frei and Schär (1998) ont réalisé la climatologie des précipitations sur les Alpes entre 1971 et 1990 à partir d'un réseau dense de pluviomètres. L'impact de l'orographie sur l'augmentation des précipitations avec l'altitude est clairement mis en évidence. Cependant, il n'existe pas de relation simple entre altitude et précipitations car dans cette région, la variabilité des précipitations semble dépendre préférentiellement de la pente plutôt que de l'altitude. La climatologie des moyennes annuelles des précipitations montre de remarquables variations avec des valeurs allant de 1,3mm par jour à 6,4mm par jour. A des échelles inférieures à 50km, les précipitations annuelles peuvent varier d'un facteur 2. Ces gradients sont principalement associés aux caractéristiques fine échelle du relief plutôt qu'à l'exposition générale au vent ou sous le vent du relief. Houze et al. (2001) utilisent la réflectivité radar moyenne d'un site sur les Alpes et montrent l'existence de caractéristiques persistantes dans les précipitations à des échelles de l'ordre de 10km, en partie attribuable à des phénomènes convectifs. La convection peut donc contribuer notablement à la climatologie moyenne.

Anders et al. (2006) ont utilisé des données satellitaires de 1998 à 2001 à une résolution de 10km pour approximer les précipitations annuelles sur l'Himalaya. Le rapport entre les précipitations des vallées et celles des crêtes adjacentes atteint des valeurs proches de 5. Ceci est cohérent avec les études similaires faites au Népal (Barros et al., 2000), sur les Olympic Mountains (côte ouest des Etats-Unis, hautes d'environ 2,4km) (Anders et al., 2004). Plus précisément, Anders et al. (2007) et Minder et al. (2008) ont étudié les gradients de précipitation sur ces montagnes. Le cumul des précipitations est supérieur de 50% au sommet des montagnes de 800m d'altitude par rapport aux vallées adjacentes, distantes de 10km (mesures faites sur 6 années : 2001-2006). 3m par an sont

mesurés dans la vallée de la Hoh (ouest du massif) tandis que le nord-est du secteur n'enregistre que 0,4m (Thomas et al., 1999)

En Nouvelle Zélande, la zone ouest, peu élevée, enregistre 2-3m de précipitations par an. Puis sur le relief, les pentes au vent reçoivent jusqu'à 12m de pluies par an (à 20km en amont de la crête). Dans les plaines de l'est, le cumul diminue considérablement pour n'atteindre qu'un mètre par an (Roe, 2005).

En Islande, tandis que les précipitations annuelles loin des zones montagneuses sont inférieures à 1000mm, en proximité des reliefs elles peuvent dépasser les 8000mm (Rögnvaldsson et al., 2007).

La variabilité spatiale et temporelle des précipitations en Victoria (sud-est de l'Australie) a été étudiée entre 2000 et 2005 par Landvogt et al. (2008). Dans cette région, l'augmentation des précipitations (R) en fonction de l'altitude (h) est proportionnelle à la précipitation observée (R_0) à une station de référence (h_0), représentative du massif : $R = R_0(1 + \alpha(h - h_0))$ avec α la pente de la régression linéaire entre le gradient de précipitations avec l'altitude et la précipitation observée à la station de référence. Avec cette méthode, Landvogt et al. (2008) montrent que les plaines reçoivent annuellement moins de 500mm alors qu'à 125km, le cumul des pluies atteint 1600mm sur les régions montagneuses.

Toutes ces études montrent que l'augmentation des précipitations due aux montagnes, aux plateaux, aux collines est bien évidemment fortement variable, dépendant de multiples facteurs tels que les flux d'humidité affectant la région, la présence d'autres reliefs à proximité, l'orientation du relief par rapport aux vents dominants, les pentes, etc... Aux plus petites échelles, la plupart des études reposent sur l'analyse d'évènements et peu d'études climatologiques sont réalisées. Minder et al (2008) notent que les diverses études offrent des détails précis sur les précipitations orographiques au sein d'un évènement mais qu'il y a encore peu de connaissances sur la variabilité de ces précipitations d'un évènement à l'autre et particulièrement comment ces variabilités se combinent dans la climatologie.

1.4. La région Cévennes-Vivarais

Situation géographique

La région Cévennes-Vivarais est située sur le flanc sud-est du Massif Central. Elle est délimitée à l'est par la vallée du Rhône, à l'ouest par le méridien passant par Millau, au nord par le

parallèle passant par Saint Etienne et au sud par la mer Méditerranée (Fig. 1-2). Elle s'étend ainsi sur environ 150km d'est en ouest et 200km du nord au sud, soit une surface totale d'environ 30000km².

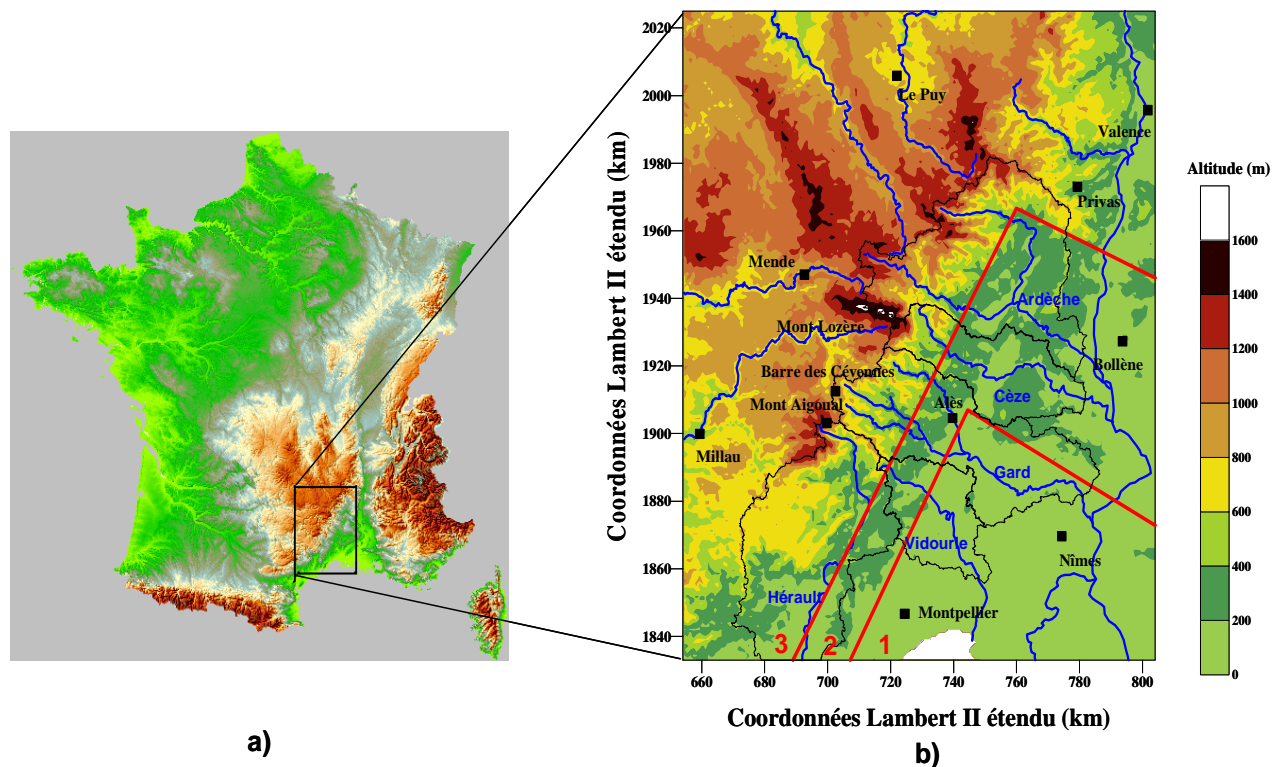


Figure 1-2 : a) Localisation de la région Cévennes-Vivarais et b) détails géographiques de la région : relief (couleur), principales rivières (linéaire bleu), principales villes (carrés), principaux bassins (linéaire noir et nom du cours d'eau en bleu). La région Cévennes sera dans la suite « découpée » en trois secteurs : montagne (3), piémont (2) et plaine (1) délimités par les traits rouges.

L'altitude du domaine varie du niveau de la mer à 1699m (Mont Lozère) sur 30km en allant vers le nord-ouest (d'où une pente d'environ 5%). La ligne de crête principale est orientée sud-ouest/nord-est. Elle est formée par les montagnes cévenoles dont les massifs principaux sont le Mont Aigoual (1565m) et le Mont Lozère (1699m). Le relief est complété par de nombreuses structures de fine échelle, appelées épaulements, perpendiculaires à la ligne de crête et séparant les différentes vallées. Cette région est caractérisée par des vallées profondes (500m) et étroites (10km) orientées nord-ouest/sud-est.

Nous considérons trois secteurs définis en fonction de l'altitude :

- le secteur plaine (1 sur la figure 1-2), correspondant à la terrasse autour de Nîmes, avec des altitudes essentiellement inférieures à 200m ;
- le secteur piémont (2 sur la figure 1-2), correspondant à une zone d'altitude principalement comprise entre 200 et 500m ;
- le secteur montagne (3 sur la figure 1-2), correspondant à la zone d'altitude supérieure à 500m.

La région Cévennes-Vivarais est parcourue par de nombreux cours d'eau affluents du Rhône ou se jetant directement dans la mer Méditerranée (Fig. 1-2). Cinq principaux bassins versants sont représentés sur la figure 1-2 : l'Hérault (2550km² à son exutoire à la mer) ; le Vidourle (800km²) ; le Gard (2000km²) ; la Cèze (1360km²) et l'Ardèche (2500km² à la confluence avec le Rhône).

Une région à enjeux

La région Cévennes-Vivarais est soumise à un fort risque hydrologique sur l'ensemble des bassins versants. Le risque d'inondation est important car : i) le relief de la région intensifie les précipitations et ii) favorise la concentration rapide des eaux de surface. La vulnérabilité de la région est liée à la fragilité des éléments exposés (population, bâti, infrastructures, réseaux, activités économiques, milieu naturel...). Les inondations catastrophiques sont associées à des crues éclair (montée des eaux de l'ordre de quelques heures). Elles sont particulièrement dangereuses car elles frappent des cibles difficiles à protéger, notamment l'habitat dispersé, les usagers de la route, les adeptes du « tourisme vert ». De plus, au cours des dernières années, la vulnérabilité n'a pas cessé d'augmenter.

Comme le cite Yates (2006) : « *La région Cévennes Vivarais a un historique de crues et en particulier de crues éclair important qui a marqué à cause de son coût économique et souvent malheureusement à cause de son bilan humain. De nos jours, comme le rappellent Anquetin et al. (2004), beaucoup ont certainement encore en mémoire les inondations de Nîmes d'octobre 1988 (11 victimes, 610 millions d'euros de dégâts d'après les assureurs), de Vaison la Romaine en septembre 1992 (58 victimes), du Gard en septembre 2002 (24 victimes, 1,2 milliards d'euros remboursés par les assurances) ou de la plupart des affluents de la rive droite du Rhône en décembre 2003* ». Ricard (2002) remonte au 22 septembre 1890, où l'Ardèche a atteint un débit record d'environ 6500m³.s⁻¹ à Vallon Pont d'Arc et en septembre 1958 où le Gardon d'Anduze a atteint un débit maximum de 3000m³.s⁻¹ à Anduze pour un bassin versant de 600km². L'origine des crues est liée à des précipitations exceptionnelles dont quelques exemples sont cités par Tourasse (1981) et Pardé (1961) : 792mm en 24h à Joyeuse dans l'Ardèche le 9 octobre 1827 et 600mm en moyenne sur le bassin de l'Ardèche en amont de Vallon Pont d'Arc entre le 20-23 septembre 1890, plus de 400mm en 24h durant les crues de septembre 1958 sur les bassins cévenols, et au Mont Aigoual 682mm sont mesurés en 2 jours lors de l'épisode du 31 octobre 1963 et 533mm en 3 jours lors de l'épisode du 24 septembre 1965. Comme le dit Miniscloux (2001), « *les chroniques de pluies et de débits sur la région montrent la virulence des phénomènes, ainsi que leur variabilité dans l'espace et dans le temps, associées pour une bonne part à la présence du relief* ». Les fortes précipitations sont une condition nécessaire mais non suffisante à l'apparition des crues éclair. L'état hydrique du sol, et les propriétés d'infiltration du bassin influencent également le développement de ces dernières.

De par ces enjeux majeurs et la complexité des phénomènes météorologiques et hydrologiques qui s'y rencontrent, la région Cévennes-Vivarais est le lieu de nombreuses recherches où le LTHE est fortement impliqué (modélisation hydrologique, cartographie des pluies extrêmes, études de la pluie) en collaboration avec de nombreuses équipes nationales et internationales.

Afin de recueillir des données, de les analyser, de mieux comprendre et aider à gérer l'aléa pluviométrique et le risque d'inondation associé dans la région Cévennes-Vivarais, l'OHMCV, Observatoire Hydrométéorologique Méditerranéen Cévennes Vivarais, labellisé ORE (Observatoire de Recherche pour l'Environnement) en 2002 a été créé en 2000 pour une période de 10 ans. Il a été labellisé SO (Service d'Observation) par l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) en 2006. L'OHMCV a pour but de fédérer les recherches et les développements en instrumentation de la région ainsi qu'en modélisation hydrométéorologique en préparant en particulier le couplage des modèles atmosphériques et hydrologiques utilisés par la communauté scientifique française. De nombreux projets se mettent ainsi aujourd'hui en place autour de cet observatoire. Le LTHE est l'instigateur de cet observatoire, mais de nombreux partenariats se sont mis en place, notamment avec Météo-France, les Directions Départementales de l'Équipement du Gard et de l'Ardèche, les Directions Régionales de l'Environnement (DIREN Rhône-Alpes et Languedoc-Roussillon), le SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations), EDF et 18 laboratoires de recherche nationaux et européens (<http://lthel21.hmg.inpg.fr/OHM-CV/index.php>). Pour fédérer les compétences de chercheurs de disciplines variées (météorologie, hydrologie, géophysique, géographie, socio-économie,...) et améliorer les connaissances et les capacités de prévision du risque hydrométéorologique, trois stratégies d'observation sont mises en œuvre : l'observation hydrométéorologique détaillée et durable, la réalisation de retours d'expérience, la caractérisation probabiliste des pluies et des débits extrêmes. Le territoire couvert est celui présenté en figure 1-2b.

Finalement, la région Cévennes-Vivarais sera un des sites d'observation durant les périodes d'observations intensives du futur projet HYMEX (<http://www.hymex.org/>). Les objectifs sont d'améliorer la caractérisation et la compréhension du cycle de l'eau sur le bassin méditerranéen en considérant les différents compartiments (océan, atmosphère, surface et hydrosystèmes continentaux) et leurs couplages aux différentes échelles de temps.

1.5. Météorologie et climatologie de la région Cévennes-Vivarais

La météorologie et la climatologie de la région Cévennes-Vivarais, mettent en évidence que : i) le relief joue un rôle important dans la distribution spatiale et la quantité des précipitations, ii) les plus

fortes valeurs mensuelles moyennes sont observées en automne et iii) la mer Méditerranée joue un rôle majeur dans la météorologie de la région.

1.5.1 Climatologie

Dès 1919, la climatologie des pluies sur les Cévennes réalisée par Angot (1919) met en évidence un renforcement orographique tel qu'observé sur les autres régions montagneuses du monde : « ...l'augmentation des totaux annuels est de 53% pour une différence d'altitude de 413m entre les stations des groupes 2 et 1 et de 39% pour une différence d'altitude de 405m entre les groupes 3 et 1...Le rapport des quantités de pluie moyenne recueillies dans les groupes 1 et 4 dont l'altitude diffère de 409m est de 1,46 en moyenne annuelle, mais les valeurs mensuelles de ce rapport suivent une variation annuelle bien nette, de 1,66 pendant les quatre mois froids (décembre à mars), il passe à 1,48 en avril-mai et octobre-novembre et s'abaisse à 1,33 dans les quatre mois chauds (juin à septembre). La considération des coefficients relatifs mensuels conduit à des conclusions identiques : ces coefficients sont plus grands en hiver, plus petits en été dans le groupe 1 des stations élevées que dans le groupe 4 des stations basses. L'altitude a pour effet d'augmenter les pluies d'hiver et de diminuer relativement celles d'été par rapport aux régions basses voisines. ». Les différents groupes évoqués comprennent une dizaine de stations, chaque groupe étant caractérisé par une altitude moyenne différente ou par une altitude moyenne identique mais comprenant des stations localisées dans des secteurs particuliers des Cévennes. Le détail de ces groupes est donné dans Angot (1919). En ce qui concerne les maxima de précipitations annuelles, Angot remarque qu'ils sont les plus importants de toute la France sur les Cévennes. Il explique ainsi que ces maxima sont dus à l'influence des pluies torrentielles en automne (octobre et novembre), liées au passage de dépressions barométriques amenant sur la région les vents chauds et humides de Méditerranée : « on voit sur les Cévennes des régions très étendues sur lesquelles le total annuel de pluie dépasse uniformément 1500mm dans ces régions, quelques stations donnant des totaux beaucoup plus élevés : Villefort 2028mm, La Barque Vialas, 2168mm, le Mont Aigoual, 2175mm (maximum absolu sur toute la France) ».

Quelques années plus tard, Mitard (1927) reprend les données utilisées par Angot (1919) (les pluies en France entre 1851 et 1900) pour préciser la pluviosité de la bordure sud-orientale du Massif Central. Ses résultats concernent les quantités annuelles des précipitations, les régimes pluviométriques (répartition inter-annuelle) ainsi que la fréquence et la variabilité des précipitations. Il conclut : « les pluies sont considérables et varient surtout d'est en ouest de la plaine à la péninsule. **Du nord au sud, elles suivent les variations du relief. De la complexité de cette variation nord-sud, on peut distinguer trois régions, visiblement déterminées par le régime des vents pluvieux. Enfin**

dans le détail on peut reconnaître de nombreuses influences locales. En résumé, ce sont dans toute la région, les formes du relief qui jouent le rôle essentiel. Les maxima de pluviosité se situent le long des pentes les plus raides et les mieux exposées, plutôt vers le haut que le bas de ces pentes ou bien aux lieux où des cols ou des confluentent ouvrent de divers côtés des chemins convergents aux vents pluvieux. Les minima sont dans les points les plus abrités. Entre ces extrêmes, toute une gamme d'intermédiaires est déterminée par les influences, convergentes ou antagonistes : de l'exposition et des abris, des ensellements du relief, sur lesquels la condensation diminue alors qu'elle augmente sur les zones situées en arrière, de la distance de la mer, surtout ici de la Méditerranée. Le résultat définitif est une carte d'isohyètes qui ressemble singulièrement à la carte du relief, au point qu'on pourrait presque limiter par les isohyètes de 900, 1200 et 1500mm chacune des diverses régions du relief que nous avons distinguées ». Cependant, ce résultat est nuancé par un compte rendu critique d'une étude de Rebotier (1957) réalisée par Estienne (1959). Cette étude analyse les caractères de la pluviosité cévenole de 1948 à 1953. Rebotier voit dans le relief cévenol le principal facteur de la pluviosité anormale sur les pentes. Cette explication n'est pas satisfaisante pour Estienne : « ...en ce sens que certaines averses sont strictement cantonnées aux parties hautes du versant, alors que d'autres comme celle du 4 octobre 1958, s'amorcent dès la plaine languedocienne et s'atténuent sur les plus hauts reliefs ».

Beaucoup plus récemment, bien qu'ayant focalisé leur analyse sur la chaîne alpine, Frei and Schär (1998) mettent en évidence dans leur climatologie des « anomalies » humides sur les régions montagneuses plus petites telles que le Jura, les Vosges, la Forêt Noire et le Massif Central. Sur le Massif Central, cette anomalie positive des précipitations se trouve en bordures ouest et sud-est. Les versants atlantiques (bordure ouest), dont les gradients orographiques sont plus modestes que ceux de la bordure sud-est, reçoivent une moins forte hauteur de précipitations annuelles, cependant elle reste importante. L'analyse des cumuls saisonniers montre que le cumul des précipitations sur les Cévennes est le plus important en automne (septembre-novembre), puis en hiver (décembre-février), au printemps (mars-mai) et enfin en été (juin-août). L'utilisation d'un ensemble de données pluies journalières entre 1970 et 2000 sur la région a permis de montrer que les trois mois d'automne (septembre-octobre-novembre) contribuent à hauteur de 34% aux précipitations annuelles (Yu, 2008). Cette étude a également montré la forte variabilité inter-annuelle de ces précipitations automnales (Fig. 1-3).

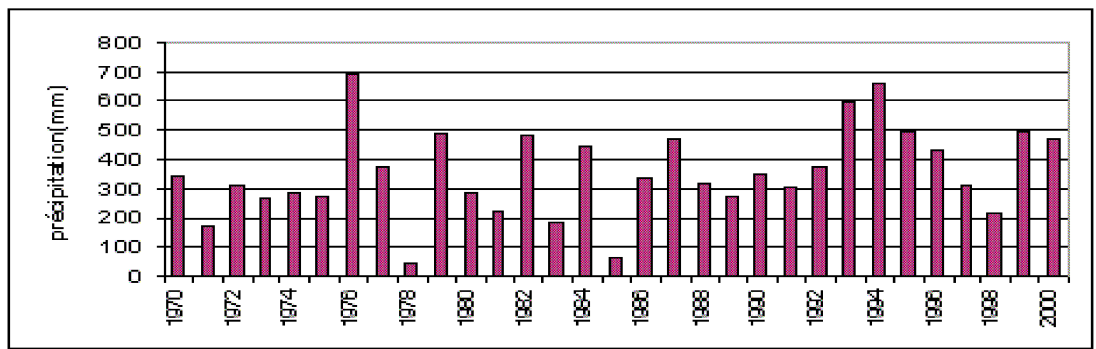


Figure 1-3 : (extraite de Yu, 2008) Cumul des précipitations automnales (mm/3mois) calculé à partir de 97 stations dans le sud-est de la France.

Finalement, des études ont été réalisées sur la distribution spatiale des précipitations extrêmes d'automne sur la région (Slimani, 1985 ; Bois et al., 1997 ; Molinié et al., 2009). Les maxima locaux de la pluie décennale en 1h sont répartis aléatoirement dans l'espace. Au contraire, pour la pluie décennale en 24h, les cumuls les plus forts s'organisent dans la direction sud-ouest/nord-est, c'est-à-dire sur la ligne de crête (Fig. 1-4). Miniscloux (2001) explique donc : « on met ainsi en évidence à partir de la climatologie un risque de pluie extrême plutôt lié au relief pour les pas de temps longs et indépendants pour les pas de temps courts. C'est une façon de voir le rôle de l'orographie dans l'accumulation des précipitations aux pas de temps longs ».

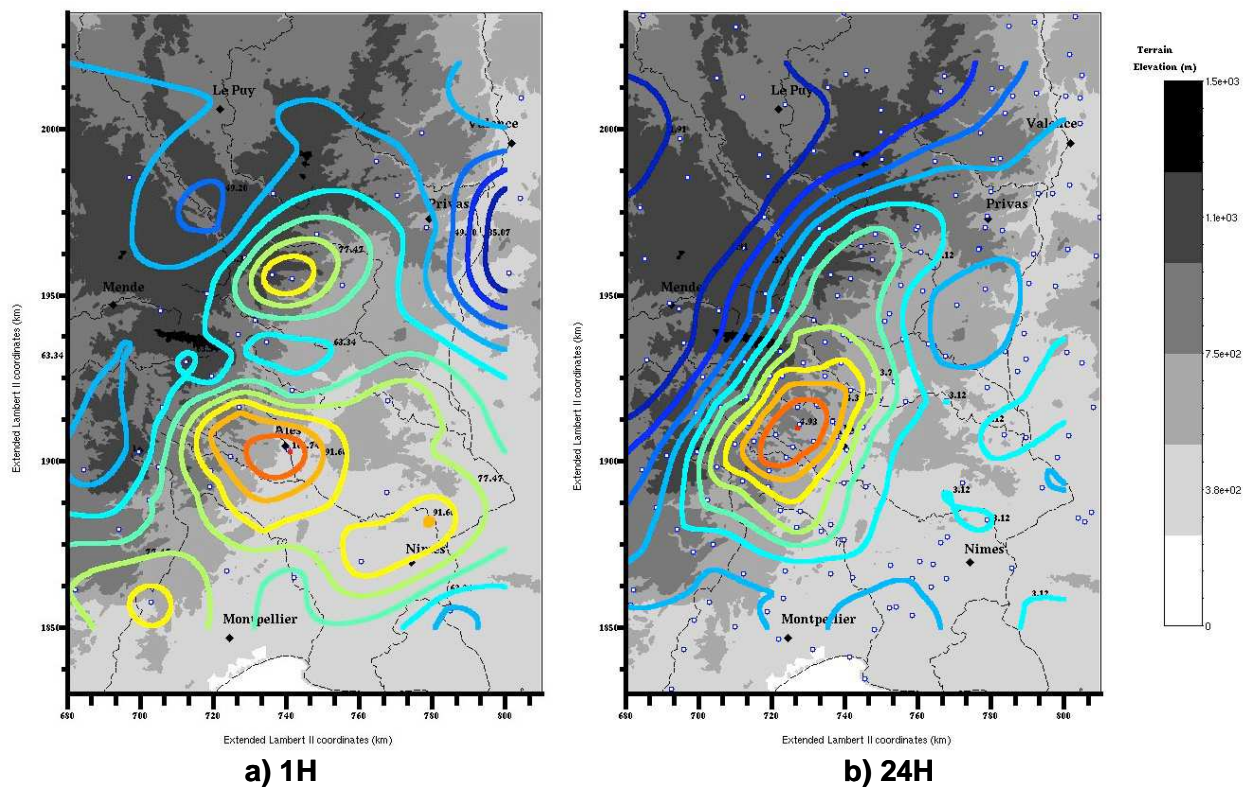


Figure 1-4 : (Extraite de Molinié et al., 2009) Cartes des précipitations centennales d'automne (en couleur) a) en 1h et b) en 24h. Le relief est représenté par les niveaux de gris.

Molinié et al. (2009) montrent que ceci est vrai également pour les précipitations qui ne sont pas extrêmes. Ils mettent également en évidence à partir de l'analyse des cartes de variances des précipitations que les processus responsables des forts cumuls ne sont pas les mêmes suivant les pas de temps « *...the convective clouds that produce rainfall over the Lozère mount are not significant at the hourly time step. Thus rainfall fields integrated over different duration incorporate convective clouds of different nature* ». Les différents régimes de pluie (systèmes convectifs de meso-échelle (SCM) ou systèmes peu développés) sont ainsi observés dans la climatologie de la région. En effet, les précipitations associées aux SCM ont une extension spatiale de quelques centaines de kilomètres et ont une durée de vie de quelques heures. Au contraire, les précipitations associées aux systèmes convectifs peu développés sont de plus faibles intensités mais sur des pas de temps plus longs. C'est pourquoi nous supposons que la signature pour les pas de temps faibles est liée aux SCM et que celle apparente sur le relief pour les pas de temps longs est liée aux précipitations des systèmes convectifs peu développés localisés sur le relief.

1.5.2 Météorologie

La climatologie des précipitations du sud de la France établie sur la période 1958-2000 (par Météo-France et le Ministère de l'Aménagement du Territoire et de l'Environnement) montre que la région du sud est fréquemment soumise à des pluies intenses, c'est-à-dire enregistrant des cumuls de plus de 100mm en 24 heures. Des cumuls journaliers supérieurs à 500mm ont déjà été observés dans la région. Les précipitations exceptionnelles observées sur la région Cévennes-Vivarais (généralement en automne) sont principalement associées à des phénomènes convectifs. En effet, comme toutes les régions de montagne méditerranéenne, la région Cévennes-Vivarais présente deux facteurs favorables au développement de la convection, comme déjà évoqués. D'une part la mer Méditerranée est une source d'instabilité atmosphérique dans la mesure où elle fournit de l'humidité dans les basses couches et en automne, alors que l'atmosphère se refroidit, elle reste chaude grâce à son inertie thermique et réchauffe les basses couches de l'atmosphère ; d'autre part la présence du relief induit des interactions complexes avec l'écoulement (soulèvement, contournement, convergence,...).

Slimani (1985) décrit les trois principales situations génératrices des pluies de forte intensité :

- *Les perturbations cévenoles* : elles sont à l'origine de 65% des cas. Elles sont caractérisées par la présence d'un creusement important au voisinage de l'Irlande et par une dorsale axée de la Tunisie à la Scandinavie d'où l'induction sur le Massif Central d'un fort courant chaud de secteur sud ou sud-ouest. En effet, les masses d'air chaud d'origine tropicale maritime ou méditerranéenne

affectant le Massif Central se trouvent soulevées rapidement au contact de l'air polaire maritime et de la topographie, activant ainsi la convection.

- *Les retours d'air méditerranéen* : cette situation est à l'origine de 30% des épisodes pluvieux. Elle correspond à la présence en altitude et au sol d'une zone de basses pressions sur le Golfe de Gascogne, favorisant ainsi la remontée d'air méditerranéen sur le sud-est de la France. Cette remontée se trouve bloquée par la dorsale axée de la Tunisie à la mer du nord.

- *Les convergences horizontales de masses d'air* : elles sont moins fréquentes (5%) et provoquées par l'existence d'un marais barométrique sur l'Europe occidentale où nous constatons de nombreux cyclones et anticyclones de petites dimensions convergeant des masses d'air de différentes catégories vers le sud-est de la France.

Dans les deux premiers cas, les hautes pressions sur l'Europe centrale ralentissent l'avancée des perturbations, permettant à celles-ci d'avoir des effets durables sur la région. Cependant, il ne faut pas négliger l'importance des facteurs orographiques sur l'intensification des précipitations.

Ces pluies extrêmes que nous observons généralement dans la région Cévennes Vivarais sont associées à des mouvements de convection fortement développée (Systèmes Convectifs de Meso-échelle (SCM)), c'est-à-dire dont l'extension verticale atteint aisément la tropopause. Mais nous observons également des nuages pluvieux dits de convection peu profonde où l'épaisseur du nuage ne dépasse pas quelques kilomètres (3-4km). Cette distinction entre convection profonde et convection peu profonde est importante et sera pour nous essentielle, en particulier dans le contexte de l'étude du lien de la pluie avec le relief puisque nous concevons aisément que si un relief culminant à 1600m comme celui des Cévennes peut fortement influencer la convection peu profonde, son effet sera moindre sur des nuages de près de 10km d'épaisseur. Le développement vertical de la convection est entièrement dépendant de la structure verticale de l'atmosphère.

Les systèmes convectifs développés de meso-échelle (SCM)

Les SCM sont des systèmes formés de cellules de convection profonde. Les hydrométéores sont présents jusqu'à une altitude de 8-10km. D'après la classification des processus atmosphériques selon leur échelle spatio-temporelle d'Orlanski (1975), les SCM ont une extension spatiale d'une centaine de kilomètres et peuvent durer de quelques heures à un jour. Leur signature pluviométrique montre un cumul de pluie très élevé de plusieurs centaines de millimètres en 24h. L'ensemble de la région peut être concerné par ces systèmes (Delrieu et al, 2005 ; Ducrocq et al, 2008).

Les systèmes convectifs peu développés

Dans certaines conditions de flux amont, des systèmes convectifs à faible développement vertical se développent et s'organisent en bandes, c'est-à-dire qu'ils sont caractérisés par une alternance de zones pluvieuses et de zones non pluvieuses. Selon l'American Meteorological Society's Glossary, les « bandes » de pluie correspondent à des structures pluvieuses dont le rapport de longueur sur largeur est de 4 au moins. Ces bandes de pluie sont formées de cellules de convection peu profonde. Deux systèmes convectifs peu développés ont été observés sur la région Cévennes-Vivarais (Miniscloux et al., 2001). Les images radar de ces événements montrent que l'extension verticale est limitée à une altitude de trois kilomètres (Miniscloux et al., 2001). Ce sont généralement des systèmes stationnaires : les cellules naissent toujours au même endroit et sont ensuite advectées par le vent dominant. Ces systèmes convectifs peu développés organisés en bandes constituent notre objet d'étude qui sera détaillé dans la section suivante. Les précipitations associées à ce type de système sont de faibles intensités (10mm.h^{-1}) mais peuvent durer longtemps. Elles sont associées à un flux de secteur sud et sont localisées sur le relief.

Si ces deux régimes de convection peuvent exister indépendamment l'un de l'autre, les travaux de Ricard (2002) suggèrent que les deux échelles de convection peuvent être imbriquées au sein d'un même événement.

1.6. Etat actuel des connaissances sur les précipitations orographiques organisées en bandes

Les précipitations orographiques sont généralement classées comme stratiformes ou convectives suivant le degré de stabilité de l'atmosphère. Mais toutes les précipitations ne peuvent pas être aussi bien distinguées. Les précipitations associées au passage d'un front peuvent également être intensifiées par la présence de cellules convectives peu développées contenues dans un nuage stratiforme formé par le soulèvement de la masse d'air par le relief (Browning et al, 1974 ; Hill et al, 1981 ; Georgis et al. 2003 ; Kirshbaum and Durran, 2004 ; Fuhrer and Schär, 2005 ; James and Houze, 2005). Dans la suite, nous appellerons ce nuage stratiforme « nuage orographique ».

Les cellules convectives qui se développent dans un flux conditionnellement instable peuvent avoir deux types de structure. Si les cellules s'organisent de manière aléatoire, la structure est désorganisée. Dans l'autre cas où l'organisation n'est plus aléatoire, les cellules s'alignent : elles forment alors une bande (Fig. 1-5). Une coupe verticale transversale aux bandes permet de montrer qu'elles sont effectivement associées à une circulation convective parallèle au flux (Fig. 1-5). Lors

d'une simulation idéalisée sur un relief lissé (Fig. 1-6), Kirshbaum and Durran (2004) montrent que l'alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses, créant cette structure en bandes parallèles, est liée à la mise en place des courants ascendants (zones pluvieuses) alors que les courants subsidents expliquent les zones non pluvieuses.

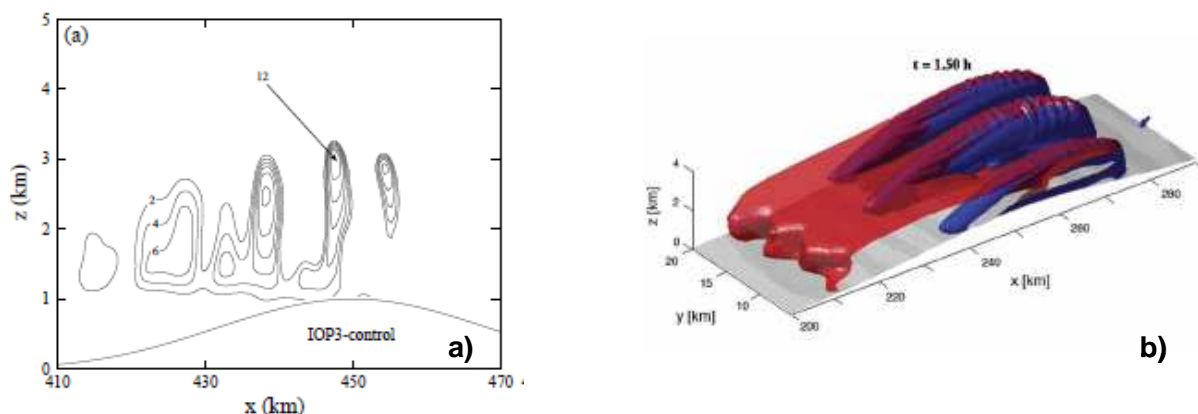


Figure 1-5 : a) Représentation de l'eau liquide nuageuse (multipliée par 10^{-4}) simulée par Kirshbaum and Durran (2004) et b) vue 3D de l'eau nuageuse (rouge) et de l'eau précipitante (bleu) simulées par Fuhrer and Schär (2007).

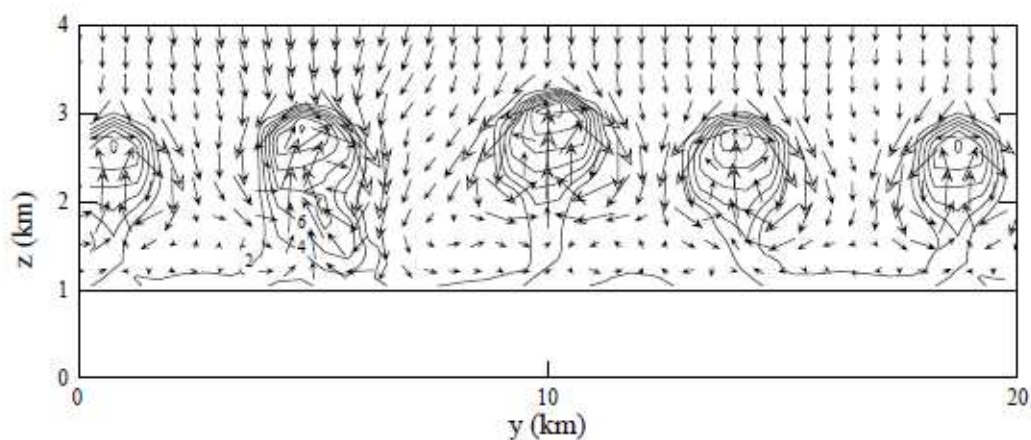


Figure 1-6 : (Extrait de Kirshbaum and Durran (2004)). Coupe verticale de l'eau liquide nuageuse (contours) et de la vitesse verticale simulées (flèches) sur un relief idéalisé.

Le développement de cellules convectives, organisées en bandes, est observé aux Etats-Unis (Kirshbaum and Durran, 2005b), au dessus d'un relief de 300-400m d'altitude au Japon, (Yoshizaki et al., 2000) et en France (Miniscloux et al., 2001). Au Japon, ces cellules convectives organisées en bandes dominent la signature pluviométrique. Sur les Cévennes, ces précipitations sont liées à d'autres structures pluvieuses. Miniscloux et al (2001) montrent qu'après avoir extrait la portion des pluies associées au passage de la perturbation, une composante statique demeurait, liée à la topographie sous-jacente et organisée en bandes.

Les caractéristiques principales des précipitations orographiques organisées en bandes sont les suivantes :

- Elles sont quasi stationnaires : les cellules sont advectées avec le flux mais de nouvelles cellules sont déclenchées au même endroit que les précédentes ;
- Elles durent tant que la situation météorologique reste stable ;
- Les bandes sont longues et étroites (50km de long et 5-10km de larges pour les bandes sur les Cévennes) ;
- Elles sont orientées suivant la direction du vent ou du vecteur cisaillement ;
- Les précipitations associées sont d'intensités moyennes faibles ($<10\text{mm.h}^{-1}$) mais l'intensité maximale peut être supérieure à 20mm.h^{-1} . Le cumul des précipitations varie de 20mm à plus de 100mm par jour de l'extérieur à l'intérieur des bandes (Miniscloux et al., 2001) ;
- Les cellules convectives sont déclenchées par la présence de structures fine échelle dans le relief. Sur les Cévennes, elles sont déclenchées sur les épaulements sud-est du relief et l'espacement de ces épaulements (15km) est responsable de l'espacement entre les différentes bandes ;
- La structure de flux amont est caractérisée par un vent intense ($>10\text{m.s}^{-1}$) et une humidité relative élevée ($>80\%$) dans les basses couches, par la présence d'une couche stable (à 3-4km), par une variation importante de la vitesse du vent avec l'altitude (cisaillement unidirectionnel).

1.6.1 Mécanismes associés

De nombreuses simulations idéalisées ont été réalisées pour mettre en évidence les mécanismes associés à la formation des précipitations orographiques organisées en bandes. Ces dernières résultent de la combinaison de plusieurs mécanismes impliquant la dynamique du flux sur le relief : soulèvement orographique, convergence sur les pentes sous le vent, propagation d'ondes de gravité. Ces mécanismes entrent en jeu pour expliquer : 1) le développement de la convection peu profonde, 2) l'organisation en bandes et 3) la localisation de ces bandes sur le relief.

Cosma et al. (2002) ont réalisé une simulation de l'évènement orographique organisé en bandes et associé à de la convection peu profonde du 14 Novembre 1986. Ils montrent que les bandes sont déclenchées par la présence d'un terrain pentu et de structures fines du relief. Ce déclenchement se produit en amont de l'obstacle et la convection est alors renforcée grâce à la convergence à l'arrière des obstacles. La formation des bandes pluvieuses se fait sur les épaulements sud-est du massif qui favorisent le soulèvement mais aussi forcent le flux à s'engouffrer dans les vallées orientées sud-

est/nord-ouest, créant les zones de convergence. Ces études complétées par celles d'Anquetin et al. (2003) permettent d'identifier les mécanismes de formation des bandes pluvieuses et d'expliquer la localisation des bandes observées par Miniscloux et al. (2001). Les simulations réalisées mettent également en évidence une modification de la structure thermodynamique du flux et la génération d'ondes de gravité par les cellules convectives et le soulèvement orographique.

Kirshbaum et al. (2007a) ainsi que Fuhrer and Schär (2007) étudient les mécanismes associés à la formation des bandes de convection observées sur l'Oregon Coastal Range. Ils montrent que ces bandes sont déclenchées principalement par les ondes de gravité associées aux structures fines du relief à l'entrée du nuage orographique. La capacité d'un obstacle à déclencher une bande dépend de la phase de l'onde à son entrée dans le nuage orographique. La convection se développe si l'onde de gravité permet à une parcelle d'air d'avoir une vitesse verticale positive et une force de flottabilité proche de 0 lorsqu'elle se sature. La convection s'organise suivant un axe parallèle à la direction du flux.

1.6.2 Etudes de sensibilité

De nombreuses simulations ont été réalisées pour étudier les influences relatives de la structure du relief et de l'atmosphère sur le déclenchement et la localisation des bandes de pluies (Cosma et al., 2002 ; Kirshbaum and Durran, 2004, 2005a, 2005b ; Fuhrer and Schär, 2005, 2007).

Organisation spatiale des précipitations liée à la géométrie du relief

Comme l'ont montré Yoshizaki et al. (2000), Cosma et al. (2002) et Kirshbaum et al. (2007a-b), la géométrie du relief est déterminante pour l'organisation en bandes : elle explique à la fois le déclenchement de cellules convectives mais également l'espacement entre les différentes bandes. Les bandes observées par Yoshizaki et al. (2000) sont déclenchées par les deux péninsules très espacées en amont de la chaîne de Kyushu tandis que celles observées par Cosma et al. (2002) le sont par les épaulements peu espacés des Cévennes et celles de Kirshbaum et al. (2007a) ne se forment pas seulement au niveau de sommets mais également à l'aval de vallées.

Influence des facteurs atmosphériques et de l'humidité du sol

Le développement de la convection et son organisation dépendent également de la vitesse du flux incident, de la stabilité à l'amont du nuage orographique et dans le nuage orographique, du cisaillement.

Le développement de la convection est influencé par la stratification de l'atmosphère, le cisaillement, le temps de résidence d'une parcelle d'air dans le nuage orographique ainsi que l'épaisseur de ce nuage (Kirshbaum and Durran, 2004 ; Fuhrer and Schär, 2005, 2007).

Kirshbaum and Durran (2004, 2005a, 2005b) montrent que les conditions favorables à l'organisation en bandes sont 1) une instabilité potentielle faible dans le nuage orographique et une forte stabilité de l'atmosphère non saturée, 2) un cisaillement unidirectionnel (vecteur cisaillement parallèle au vecteur vent) fort et un cisaillement directionnel (variation de la direction du vent avec l'altitude) faible et 3) une vitesse de vent modérée ($>10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$). Yates (2006) montre également que la direction du vent, et plus précisément la façon dont le flux « voit » le relief, aura une incidence sur l'organisation en bandes des précipitations.

Détaillons plus précisément l'impact du cisaillement du vent et de la direction du vent. Des études théoriques (Kuo, 1963) ont montré que les cellules convectives ont tendance à s'aligner selon le vecteur cisaillement. Cet alignement a été observé (Yoshizaki et al., 2000) et simulé (Kirshbaum and Durran, 2004) dans le cas des précipitations orographiques organisées en bandes. Ces cas correspondent à un cisaillement unidirectionnel, c'est-à-dire que le vecteur cisaillement est parallèle au vecteur vent. Yoshizaki et al. (2000) et Kirshbaum and Durran (2005a, 2005b) montrent dans ce cas que plus le cisaillement unidirectionnel est important (c'est-à-dire une augmentation rapide de la vitesse du vent avec l'altitude), plus les cellules convectives ont une organisation en bandes allongée. La variation de la direction du vent avec l'altitude (cisaillement directionnel, vecteur vent et vecteur cisaillement ne sont plus parallèles) impacte également l'organisation en bandes des cellules convectives. La structure en bandes est moins organisée. Ceci est dû à l'alignement des cellules convectives à la fois avec le vecteur vent et avec le vecteur cisaillement. En conclusion, un cisaillement unidirectionnel inhibe le développement de la convection alors qu'un cisaillement directionnel la favorise. Par contre, la présence d'un cisaillement unidirectionnel favorise l'organisation en bandes.

Yates (2006) a réalisé plusieurs simulations en faisant varier uniquement la direction du vent sur la totalité de l'atmosphère (pas de cisaillement unidirectionnel ou directionnel) : il montre alors que la direction du vent a une influence assez importante en termes de localisation et d'intensité des bandes pluvieuses. Les bandes pluvieuses s'alignent avec la direction du flux. La structure des bandes pluvieuses varient en fonction de la direction du vent : les bandes sont plus ou moins larges et longues en fonction des mécanismes en jeu dans le déclenchement de la convection, comme illustré sur la figure 1-7.

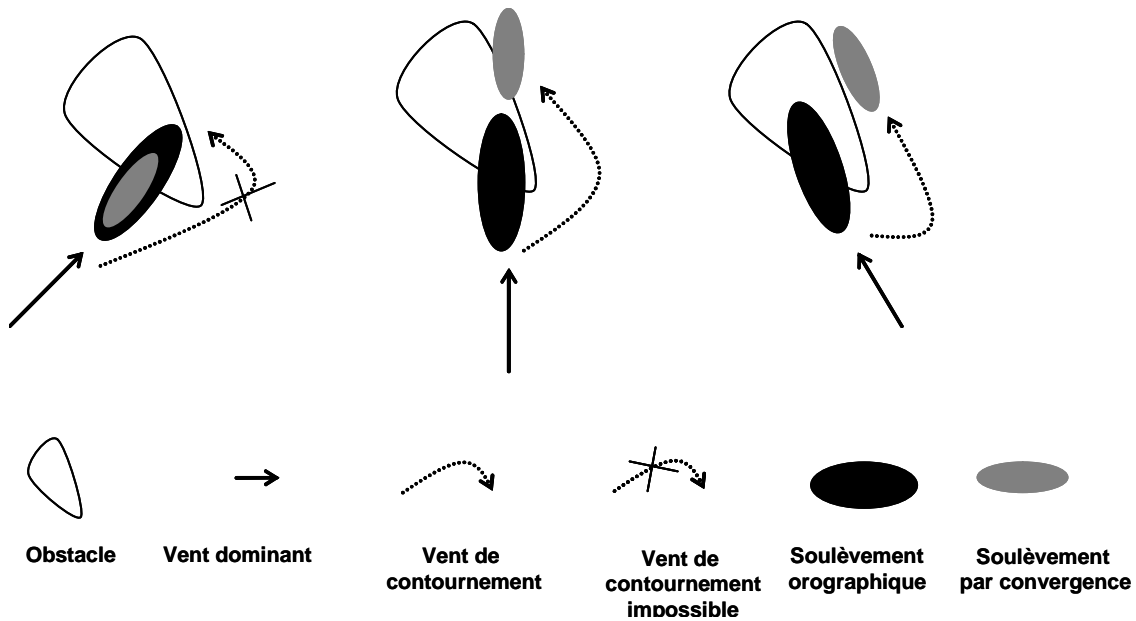


Figure 1-7 : (Extrait de Yates (2006)). Représentation schématique de l'impact de la direction du vent.

Les deux mécanismes favorables à la convection (soulèvement orographique et convergence de basse couche) sont alignés dans la direction du vent lorsque le vent est de sud, alors qu'ils sont décalés lorsque le vent est de sud-est. De plus, le soulèvement orographique a dans ce cas une extension plus large. Les cellules sont donc plus larges que dans l'expérience avec un vent de sud. Lorsque le vent est de sud-ouest, les deux mécanismes sont concomitants. Les cellules sont donc moins allongées que dans le cas d'un vent de sud. La direction du flux amont impose à l'orientation des bandes de pluie de s'aligner avec la direction du vent en altitude. Les modifications du flux amont dans les basses couches modifient l'intensité pluvieuse.

D'autres facteurs influençant la formation des bandes ont été explorés, notamment l'impact de l'humidité du sol sur le développement de la convection (Avisar and Liu (1996) sur un terrain plat). Yates (2006) démontre que l'humidité du sol n'a aucune influence sur la localisation et l'intensité des bandes pluvieuses.

1.7. Présentation de la problématique

1.7.1 Les définitions qui seront utilisées

Nous rappelons en quelques lignes les principales définitions associées aux termes que nous employons dans la suite de ce document :

« **Précipitations orographiques** » : Précipitations déclenchées et/ou renforcées par le relief

« **Convection peu profonde** » : extension verticale du nuage convectif limitée à 3-4 km

« **Bande** » : zone pluvieuse dont le rapport de la longueur par la largeur est de 4 au moins

« **Organisation en bandes** » : Alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses liée aux structures fines du relief, orientées dans la direction du flux dominant de basses couches (par opposition à la bande pluvieuse observée dans les perturbations frontales qui est perpendiculaire au flux)

Les précipitations orographiques organisées en bandes et associées à de la convection peu profonde constituent donc mon objet d'étude.

Ces termes ne sont pas exclusifs : les précipitations orographiques ne sont pas nécessairement organisées en bandes, ni associées à de la convection peu profonde. De même, la convection peu développée peut se déclencher sur des terrains plats et être sans organisation particulière. L'organisation en bandes peut s'observer dans d'autres conditions que le déclenchement de précipitations par le relief. Une intensification des précipitations sous forme de bandes peut également s'observer au sein d'évènements de convection profonde.

1.7.2 Exposé de la problématique

Un flux humide arrivant sur un relief sera à l'origine de la formation d'un nuage orographique. Si ce flux est conditionnellement instable, des cellules convectives peuvent se former. L'organisation de la convection dépend cependant à la fois des conditions atmosphériques et des mécanismes initiant la convection. Malgré toutes les études antérieures, les facteurs atmosphériques à l'origine de l'organisation en bandes de la convection peu profonde sur le relief ne sont pas encore bien connus.

Seuls deux évènements de précipitations orographiques nettement organisées en bandes et associées à de la convection peu profonde ont été directement observés sur la région Cévennes Vivarais. Il est alors difficile de conclure quant aux facteurs atmosphériques associés à ce type de précipitations sur la région. Bien que leur genèse soit liée à l'interaction du flux avec un relief, seulement 25% de la variabilité de l'intensité pluvieuse peut être expliquée par le relief. Les autres facteurs de variabilité sont donc à rechercher dans les conditions atmosphériques.

La première question à laquelle tente de répondre cette recherche est donc la suivante : **Quels sont les processus atmosphériques à l'origine des précipitations orographiques organisées en bandes et associées à de la convection peu profonde sur la région des Cévennes ?** Pour se faire il est d'abord nécessaire d'élaborer un ensemble d'évènements de telles précipitations. C'est l'objet de la deuxième partie de ce mémoire. En effet, il est difficile d'observer des précipitations orographiques

organisées en bandes puisque 1) elles sont de faible intensité et mêlées à des précipitations associées à des processus indépendants du relief, 2) les réseaux de pluviomètres ne permettent pas toujours de mettre en évidence leur structure spatiale et 3) leurs caractéristiques dépendent des conditions atmosphériques qui sont variables dans le temps. La troisième partie du mémoire apporte alors des éléments de réponses à cette question sur la base d'une analyse conjointe par une approche statistique et numérique des événements identifiés comme correspondant à des précipitations orographiques organisées en bandes et associées à de la convection peu profonde.

Comme nous l'avons signalé, ces précipitations sont généralement de faible intensité mais elles durent longtemps. Leur étude n'est donc pas sans intérêt dans la perspective de l'analyse de l'impact hydrologique associé. Une pluie de $4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ pendant 10 heures donne un cumul de 40mm. Une telle quantité d'eau peut être suffisante pour saturer les sols avant le passage d'un front et de l'ensemble des systèmes précipitants associées (Barros and Kuligowski, 1998). D'autre part, l'impact des cellules convectives dans les précipitations orographiques n'est pas négligeable d'un point de vue climatologique (Frei and Schär, 1998). Sur les Cévennes, la climatologie des précipitations cumulées sur un pas de temps long reflète une organisation spatiale mettant en évidence la localisation de ces précipitations sur le relief. Nous émettons l'hypothèse que les précipitations orographiques organisées en bandes expliquent cette climatologie. Notre deuxième question à laquelle tente de répondre ce mémoire est donc : **Quelle est la contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais ?** Elle sera traitée dans la dernière partie de ce mémoire.

Chapitre 2

Les données utilisées

2.1.	<i>L'archive météorologique</i>	54
2.1.1.	Les radiosondages	54
2.1.2.	Les données météorologiques au sol	59
2.2.	<i>L'archive pluviométrique</i>	59
2.3.	<i>Les réanalyses</i>	65
2.3.1.	Les réanalyses SAFRAN.....	66
2.3.2.	Les réanalyses ERA40	68
2.4.	<i>Les classifications en types de temps</i>	70
2.4.1.	Généralités.....	70
2.4.2.	La classification « Météo-France »	72
2.4.3.	La classification «EDF »	75
2.4.4.	La classification « LTHE »	76
2.4.5.	Récapitulatif des données disponibles et recouvrement temporel.....	79

Dans ce chapitre nous présentons les données mises à notre disposition. Nous utiliserons 4 ensembles de données : 1) une archive météorologique, composée de radiosondages et de données sol, 2) une archive pluviométrique de pluies journalières et de pluies horaires, 3) deux réanalyses : SAFRAN pour les pluies et ERA40 pour quelques variables atmosphériques et finalement 4) des classifications de situations synoptiques en régime de temps.

2.1. L'archive météorologique

2.1.1. Les radiosondages

Les radiosondages, effectués grâce à des ballons instrumentés, permettent une documentation de la structure d'un profil vertical de l'atmosphère. Le lancement des ballons se fait depuis quelques stations d'observation sur les continents ou depuis des navires commerciaux spécialement équipés. Les variables mesurées sont la pression, la température et l'humidité relative. La température de rosée et le rapport de mélange se déduisent des observations précédentes (Riegel, 1992). L'altitude s'obtient ensuite grâce à la loi de Laplace. Le déplacement du ballon (observé par GPS) permet de déterminer la vitesse et la direction du vent. Toutes ces variables sont ensuite reportées sur un émagramme, diagramme thermodynamique spécialisé, dont l'ordonnée est exprimée sur une échelle logarithmique en pression et l'abscisse correspond à la température (en échelle linéaire exprimée en °).

Un exemple d'émagramme est donné sur la figure 2-1. La température du thermomètre mouillé (courbe bleue) exprime la température qu'atteindrait une parcelle d'air si elle était refroidie adiabatiquement jusqu'à saturation à pression constante en évaporant toute l'eau qu'elle contient. Plus l'air est sec, plus la température du thermomètre mouillé est basse. En atmosphère saturée, la courbe de température du thermomètre mouillé et les points de rosée (+ sur la figure 2-1) sont confondus. Sur cet émagramme, nous avons également représenté une indication sur la stratification de l'atmosphère (traits verticaux noirs). Les traits verticaux noirs épais indiquent une stratification stable et les traits plus fins une instabilité. Le trait vertical à gauche correspond au cas idéal d'une atmosphère sèche, tandis que celui de droite correspond au cas où l'atmosphère serait saturée. Les deux ensembles permettent de déterminer les zones de stabilité absolue, d'instabilité absolue ou d'instabilité conditionnelle. Finalement l'intensité et la direction du vent sont figurées par les traits rouges. Un angle de 90° avec la verticale indique un vent d'est.

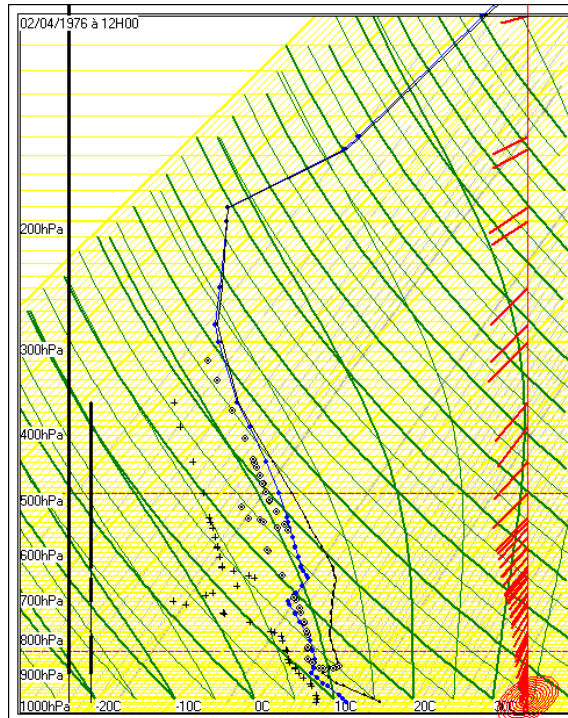


Figure 2-1 : Emagramme. La vitesse du vent et sa direction sont données par les traits rouges, la courbe d'état (température) est représentée par la courbe noire. La courbe bleue représente la température du thermomètre mouillé, les croix représentent la température du point de rosée et les ronds indiquent les niveaux de condensation. Les deux lignes verticales noires sur la gauche donnent une indication sur la stabilité de l'atmosphère.

De ces observations de base, nous pouvons déduire les variables thermodynamiques suivantes :

- la *température potentielle* : $\theta = T \cdot \left(\frac{P_0}{P}\right)^{\frac{R}{C_p}}$ où T est la température au niveau de pression P,

R la constante des gaz parfaits et C_p la chaleur massique à pression constante. $P_0 = 1000\text{hPa}$ et $R/C_p = 0,286$.

- la *température potentielle équivalente* : $\theta_e = T_e \cdot \left(\frac{P_0}{P}\right)^{\frac{R}{C_p}}$ (Eq.2-1) avec $T_e = T + \frac{l_v}{C_{pd}} \cdot r$ où

l_v est le coefficient de chaleur latente d'évaporation ($2400 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1}$), C_{pd} est le coefficient de chaleur spécifique à pression constante ($1004 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$) et r est le rapport de mélange de vapeur d'eau.

- la *température potentielle virtuelle* : $\theta_v = T_v \cdot \left(\frac{P_0}{P}\right)^{\frac{R}{C_p}}$ avec $T_v = T + 0,608 \cdot r \cdot T$

- la fréquence de Brunt-Väisälä humide (en supposant l'air saturé) :

$$N_m^2 = \frac{g}{\theta_v} \cdot \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (\text{Eq.2-2}) \quad (\text{Emanuel, 1994})$$

- le cisaillement directionnel (variation de la direction du vent avec l'altitude) :

$$\frac{1}{n_i} \cdot \sum_{i=1}^{i=n_i} \frac{|\alpha|}{z_{i+1} - z_i} \cdot 1000 \quad (\text{Eq.2-3})$$

n_i est le nombre de vecteurs vent considérés sur le radiosondage, α correspond à l'angle ($^\circ$) entre le vecteur i et le vecteur $i+1$, z_i est l'altitude en mètres du vecteur i .

- le cisaillement unidirectionnel (variation de la vitesse du vent avec l'altitude) :

$$\sqrt{\frac{\sum_i^{n_i} \left(\frac{v_{i+1} - v_i}{z_{i+1} - z_i} \right)^2 \cdot (z_{i+1} - z_i)}{z_{\max} - z_{\min}}} \cdot \frac{1000}{n_i} \quad (\text{Eq.2-4})$$

n_i le nombre de vecteurs vent considérés, z_i l'altitude en mètres du vecteur, z_{\max} et z_{\min} respectivement l'altitude du sommet et de la base de la couche considérée, v_i est la vitesse du vent du vecteur i .

- l'eau précipitable sur une couche : $\int_{z_{\inf}}^{z_{\sup}} (\bar{\rho} \cdot \bar{r} \cdot 1000) \cdot dz$ (Eq.2-5) où z_{\inf} et z_{\sup} sont les altitudes basse et haute de la couche, $\bar{\rho}$ la densité moyenne de l'air sur la couche d'intégration, et \bar{r} le rapport de mélange moyen sur la couche d'intégration.

- l'eau précipitable potentialisée : $\int_{z_{\inf}}^{z_{\sup}} (\bar{\rho} \cdot \bar{r} \cdot \overline{RH} \cdot 1000) \cdot dz$ (Eq.2-6) avec les mêmes notations que la formule de l'eau précipitable, \overline{RH} l'humidité relative moyenne sur la couche d'intégration.

- le flux d'humidité à travers une couche : $\int_{z_{\inf}}^{z_{\sup}} (\bar{\rho} \cdot \bar{r} \cdot \bar{v} \cdot 1000) \cdot dz$ (Eq.2-7) avec les mêmes notations que la formule de l'eau précipitable, \bar{v} la vitesse moyenne du vent sur la couche d'intégration.

- le flux d'humidité potentialisé : $\int_{z_{\text{inf}}}^{z_{\text{sup}}} (\overline{\rho.r.RH.v.1000}).dz$ (Eq.2-8) avec les mêmes notations que la formule de l'eau précipitable potentialisée et du flux d'humidité.

- la CAPE (*Convective Available Potential Energy*) :

$$CAPE = \int_{z_f}^{z_n} g \left(\frac{T_{v.parcelle} - T_{v.env}}{T_{v.env}} \right) dz \quad (\text{Eq.2-9})$$

avec z_f et z_n respectivement le niveau de convection libre et le niveau d'équilibre thermique, $T_{v.parcelle}$ la température virtuelle de la parcelle d'air et $T_{v.env}$ la température virtuelle de l'environnement.

- la CIN (*Convective INhibition*) : $CIN = \int_{sol}^{z_f} g \left(\frac{T_{v.parcelle} - T_{v.env}}{T_{v.env}} \right) dz$ (Eq.2-10)

Nous utilisons les radiosondages de la station de Nîmes sur la période 1976-2005, issus de l'Université du Wyoming (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Les données sont disponibles bi-quotidiennement à 00h TU et 12h TU. Quelques radiosondages sont documentés pour d'autres échéances temporelles. La figure 2-2 indique le nombre total de radiosondages disponibles ainsi que le nombre de radiosondages par année. Au total nous disposons de 21944 radiosondages.

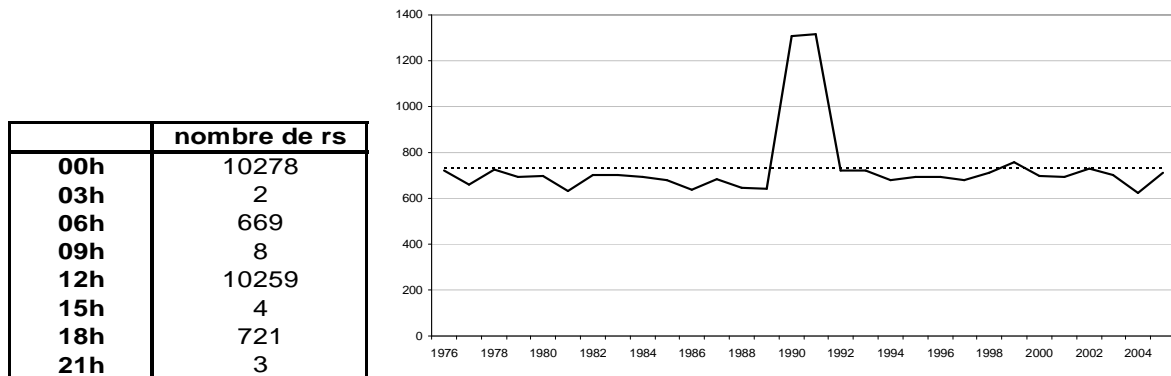


Figure 2-2 : Nombre de radiosondages disponibles pour différentes heures (tableau de gauche) et nombre de radiosondages disponibles par année (figure de droite) : la courbe en pointillés indique le nombre de radiosondages moyens par année si 2 lancés sont réalisés chaque jour. En 1990 et 1991, il y a environ 600 lancés supplémentaires qui sont réalisés à 06h et 18h.

Parmi ces 21944 radiosondages, tous ne sont pas complets. La figure 2-3a reporte le nombre d'enregistrements interrompus à chaque altitude (en hPa) pour les variables de base (Géopotential (Z), Température (T), Humidité relative (RH) et Vent (V)). La figure 2-3b reporte le nombre de radiosondages pour lesquels il n'y a plus de données à partir d'un niveau fixé (axe des ordonnées) et ce jusqu'à 400hPa. Par exemple pour le vent, il y a 1400 radiosondages non documentés entre 950hPa

et 400hPa. Au total, il y a 18107 radiosondages sans aucune lacune. Les lacunes évoquées par la figure 2-3a sont éventuellement rattrapables par interpolation tandis que les lacunes évoquées par la figure 2-3b ne sont pas rattrapables.

Le traitement des radiosondages est réalisé grâce à un logiciel développé par Etienne Leblois au Cemagref de Lyon à partir de Tsonis (2002), dont l'interface graphique est présentée en annexe 1. Ce logiciel permet de visualiser les émagrammes, de calculer différentes variables élaborées à partir des variables de base du radiosondage, de sélectionner des radiosondages en fonction de certains critères (CAPE, cisaillement, vitesse du vent...). Il permet également de compléter les données de radiosondages en interpolant les données initiales à des niveaux intermédiaires choisis. Cette interpolation ne porte que sur les variables primaires : pression, altitude, vitesse et direction du vent, température, humidité. Les autres variables sont recalculées à partir des données interpolées. Toutes les interpolations sont linéaires sauf pour l'altitude et la pression dont la dépendance exponentielle est prise en compte. Recaler les radiosondages sur des niveaux fixes permet également d'en faire des individus susceptibles de comparaison, algorithmiquement parlant.

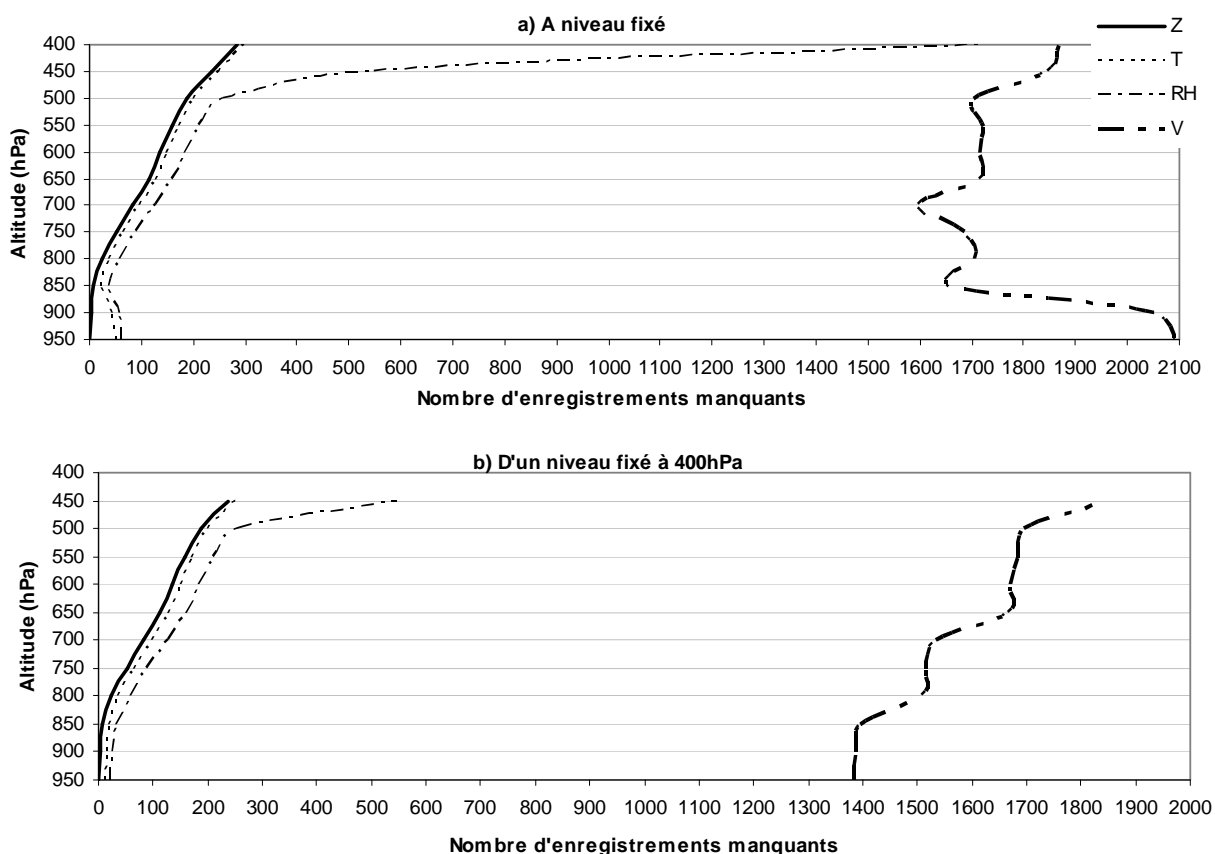


Figure 2-3 : a) nombre d'enregistrements manquants à chaque niveau pour différentes variables : Z=Géopotential, T=température, RH=humidité relative, V=vent et b) nombre de radiosondages pour lesquels il n'y a plus aucune donnée d'un niveau fixé jusqu'à 400hPa en fonction des mêmes variables que a).

2.1.2. Les données météorologiques au sol

Nous disposons de données météorologiques au sol à deux stations de Météo-France : Nîmes-Courbessac (lat : 43,85°, lon : 4,4° et altitude : 59m) et Mont-Aigoual (lat : 44,12°, lon : 3,58° et altitude : 1567m) (Fig. 1-2). Il s'agit de 29200 données couvrant la période 1972-1980, 1986-1988 et 2000-2003, pour les mois d'août à décembre. La fréquence d'échantillonnage est de 3 heures pour les années 1972 à 1980 et 1986 à 1988. A partir de 2000, nous disposons de données horaires. Les variables atmosphériques fournies sont : 1) la direction du vent mesurée à 10 mètres au dessus du sol. La direction est moyennée sur les 10min précédant le relevé. La direction du vent est fournie avec une résolution de 20° pour les périodes 1972-1980, 1986-1988 puis de 10° pour la période 2000-2003 ; 2) la vitesse du vent mesurée à 10 mètres au dessus du sol, moyennée sur les 10min précédant le relevé, donnée en $m.s^{-1}$ et dont le seuil minimum est de $0,5m.s^{-1}$; 3) la température sous abri, instantanée à l'heure du relevé, donnée en degré Celsius au dixième de degré près ; 4) l'humidité relative, mesure instantanée, donnée en % ; 5) à Nîmes, nous disposons en plus de la pression instantanée à l'heure du relevé ramenée au niveau de la mer, donnée en hPa et avec une précision d'un dixième de hPa. Le tableau 2-1 résume le nombre de données manquantes pour chaque variable et chacune des deux stations.

	vitesse du vent	direction du vent	température	humidité relative
Nîmes	0	0	0	0
Mont Aigoual	306	232	76	21

Tableau 2-1 : Nombre de données manquantes par variable et par station, sur les 29200 échéances.

2.2. L'archive pluviométrique

L'archive pluviométrique est composée d'observations journalières et d'observations horaires que nous présentons dans la suite.

Pluies journalières

L'ensemble de données des pluies journalières contient les précipitations cumulées de 07h TU du jour J à 07h TU du jour J+1 sur un ensemble de 756 pluviomètres (réseau pluviométrique quotidien de Météo-France), entre 1958 et 2000. L'ensemble des données est sans lacune et contient 14199 pas de temps. Le réseau de pluviomètres est présenté sur la figure 2-4, sur laquelle nous avons également distingué les trois secteurs définis au chapitre 1 (1 : plaine ; 2 : piémont ; 3 : montagne). Le réseau est dense, avec en moyenne un pluviomètre pour 50km². La répartition des pluviomètres suivant les 3 secteurs est donnée dans le tableau 2-2. La répartition des pluviomètres en fonction de l'altitude est représentée sur la figure 2-5. Le nombre de pluviomètres ayant une altitude inférieure à 200m est supérieur au nombre de pluviomètres du secteur plaine. Cela s'explique par le fait que les secteurs sont

définis comme des zones dont l'altitude est a priori comprise entre 0-200m, 200-500m et supérieure à 500m. Mais comme nous pouvons le voir sur la figure 2-4, même le secteur montagne (3) contient par exemple des pluviomètres dont l'altitude est inférieure à 200m (extrême sud-ouest de la carte).

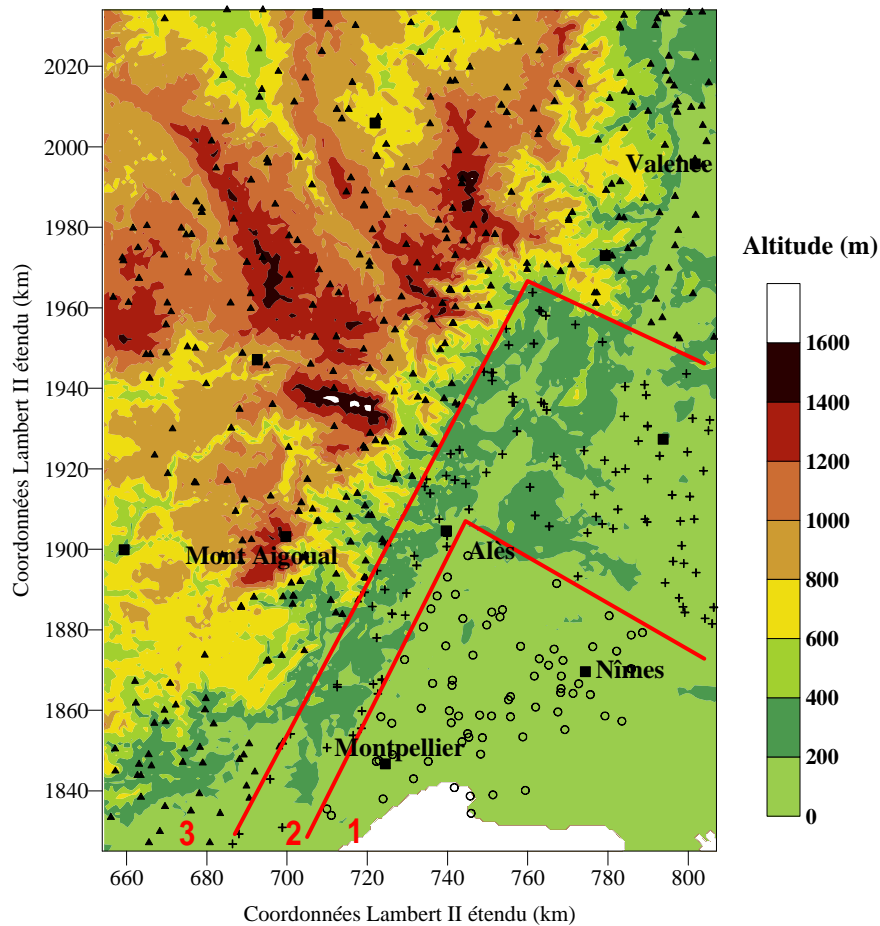


Figure 2-4 : Région Cévennes-Vivarais (fenêtre OHMCV) et réseau pluviométrique quotidien composé de 756 pluviomètres. Les ronds (o) représentent les pluviomètres du secteur plaine (1) ; les croix (+) représentent les pluviomètres du secteur piémont (2) et les triangles (▲) les pluviomètres du secteur montagne (3). Les traits noirs délimitent ces trois zones. Les principaux lieux sont indiqués par leur nom et un carré.

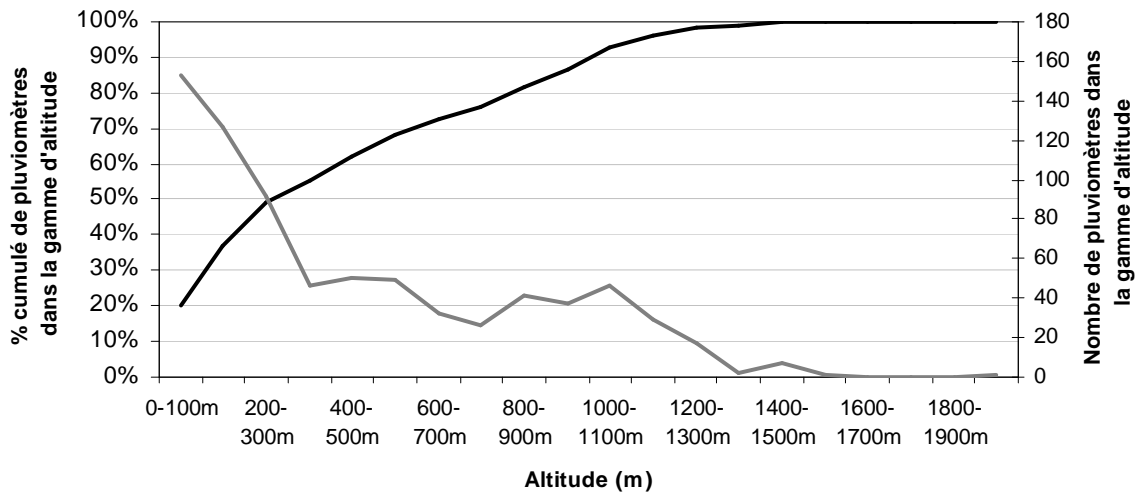


Figure 2-5 : Fonction de répartition des pluviomètres en fonction de leur altitude. La courbe noire représente le pourcentage cumulé de pluviomètres ayant une altitude inférieure ou égale à X mètres (axe des ordonnées à gauche) tandis que la courbe grise représente le nombre de pluviomètres dans chaque gamme d'altitude (axe des ordonnées à droite).

La totalité des 756 pluviomètres n'a pas fonctionné sur l'ensemble de la période 1958-2000. Nous représentons figure 2-6 le nombre de pluviomètres ayant fonctionné une certaine fraction du temps. Seuls 160 pluviomètres ont fonctionné à 90-100% du temps.

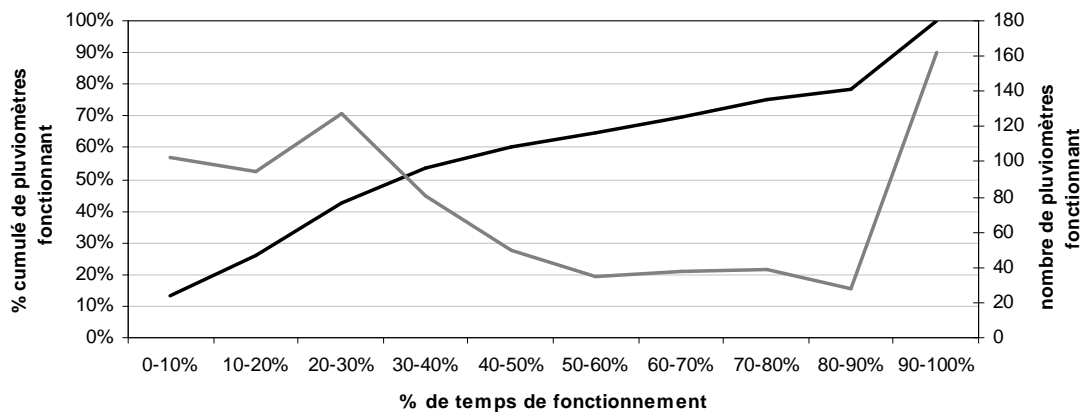


Figure 2-6 : Courbe noire : pourcentage cumulé du nombre de pluviomètres ayant fonctionné durant une certaine fraction du nombre d'échéances totales (axe des ordonnées de gauche) ; courbe grise : nombre de pluviomètres ayant fonctionné durant une certaine fraction du nombre d'échéances totales (axe des ordonnées de droite).

Pluies horaires

L'ensemble des données des pluies horaires est très hétérogène en temps et dans ses critères d'élaboration. Il résulte de la fusion de deux ensembles indépendantes que nous appelons « base 1993-2000 » et « base 1972-2005 ».

La base « 1993-2000 » est issue des données de Météo-France. Elle regroupe les données pluviométriques horaires de 145 pluviomètres (Fig. 2-7a) dont la répartition selon les 3 secteurs de plaine, piémont et montagne est donnée dans le tableau 2-2. La densité est d'un pluviomètre pour 225km². Cette base contient 20220 pas de temps horaires documentés entre 1993 et 2000. Dans cette base ne sont répertoriées que les échéances horaires pour lesquelles au moins une station a enregistré une pluie d'au moins 1mm.h⁻¹.

		Plaine	Piémont	Montagne	Total
Journalier	Archive journalière (1958-2000)	76 (10%)	223 (30%)	457 (60%)	756
Horaire	Base 1993-2000	11 (8%)	53 (37%)	81 (55%)	145
	Base 1972-2005	30 (9%)	84 (27%)	194 (63%)	308
Evènementiel	Novembre 1986	4 (9%)	10 (24%)	28 (67%)	42
	Octobre 1987	5 (12%)	10 (25%)	25 (63%)	40
	Septembre 2002	23 (10%)	65 (29%)	136 (61%)	224

Tableau 2-2 : Répartition du nombre de pluviomètres par secteur plaine-piémont-montagne dans les différents ensembles de données.

La base « 1972-2005 » est également très discontinue en temps. Elle regroupe :

- **les échéances horaires entre 1972-1980** correspondantes aux événements pluvieux d'automne (août à décembre) (Tourasse, 1981). Un événement pluvieux est défini par une succession de jours où au moins une station du réseau a enregistré au minimum 50mm de pluie.

- **les échéances horaires issues de la campagne Cévennes 86-88.** Le but de cette campagne était d'évaluer les capacités d'un radar météorologique en région montagneuse pour l'alerte aux crues rapides (Andrieu et al., 1989). Le radar ANATOL (Andrieu et al., 1997 ; Creutin et al., 1997), a été installé sur la commune de Barre des Cévennes (Fig. 1-2), à 1030m d'altitude. Un tel positionnement en altitude permet de limiter deux problèmes liés à l'utilisation du radar en zone montagneuse : le phénomène de blocage et la détection d'échos de sol. Quarante-deux pluviomètres (Fig. 2-7c) couvrant 6000km² (soit une densité approximative d'un pluviomètre pour 140km²) ont mesuré les précipitations horaires. La répartition selon les secteurs est donnée dans le tableau 2-2.

- **les échéances horaires en automne (août à décembre) de 2000 à 2005** issues des données de l'OHMCV et qui regroupent les observations de Météo-France, d'EDF, des Directions Départementales de l'Équipement. De 2000 à 2003, le seuil d'enregistrement est fixé à 0,1mm.h⁻¹ alors que de 2004 à 2005, les enregistrements sont continus. L'épisode pluvieux du 8 septembre 2002 sera étudié plus précisément : la répartition des pluviomètres ayant fonctionné durant cet épisode est donnée figure 2-7d et dans le tableau 2-2.

La base « 1972-2005 » contient donc finalement 10313 échéances horaires sur 308 pluviomètres (un pluviomètre pour 100km² environ). Le réseau est représenté sur la figure 2-7b et la répartition selon les secteurs est donnée dans le tableau 2-2. Le nombre de pluviomètres par gamme

d'altitude est détaillé pour les deux bases sur la figure 2-8. Que ce soit pour la base « 1993-2000 » ou « 1972-2005 », l'ensemble des pluviomètres (respectivement 145 et 308) n'a pas fonctionné sur la totalité de la période concernée. La figure 2-9 donne le nombre de pluviomètres ayant fonctionné une certaine fraction de la période.

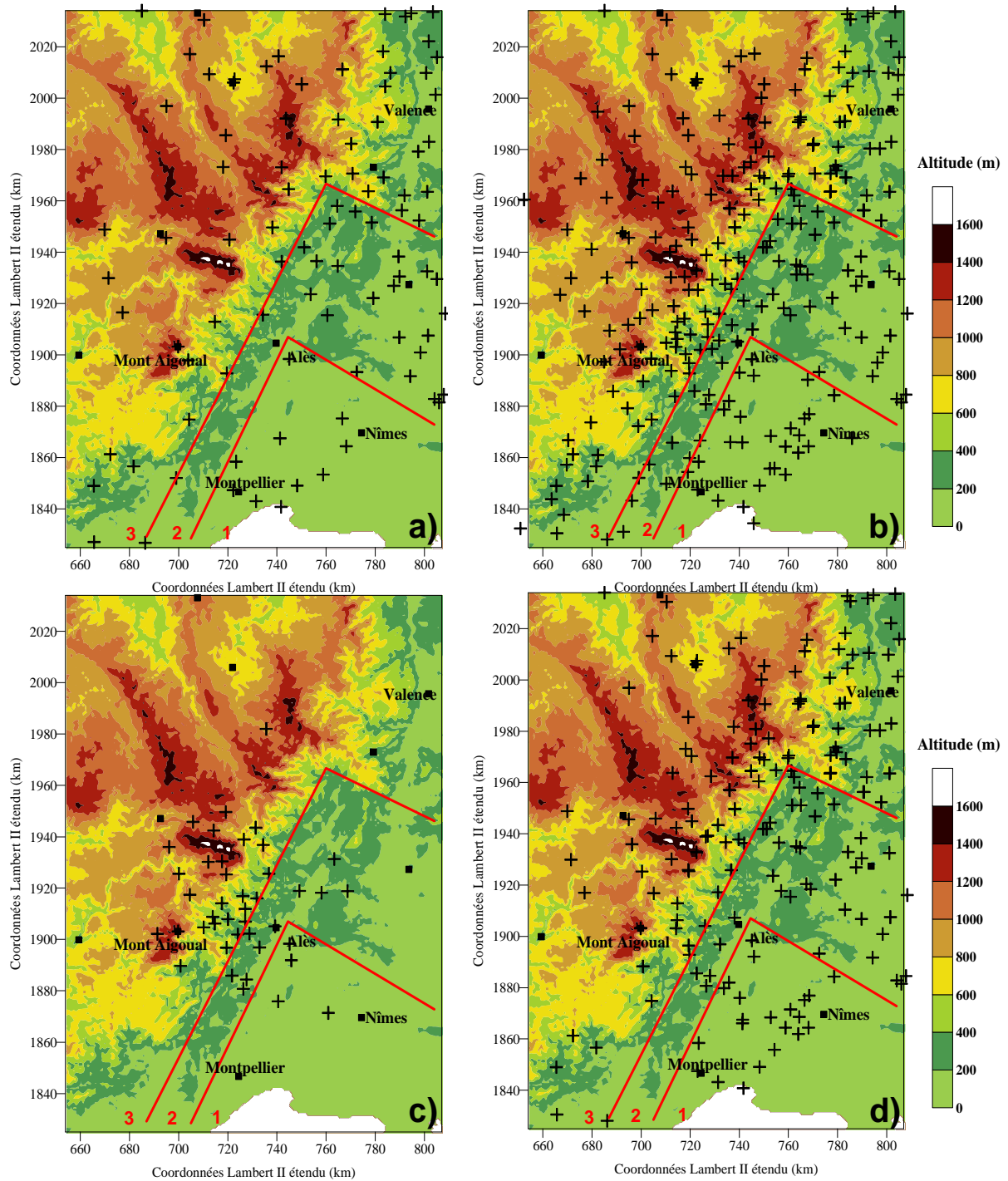


Figure 2-7 : Réseau de pluviomètres de la base a) 1993-2000, b) 1972-2005 et c) réseau ayant fonctionné durant la campagne Cévennes 86-88 et d) réseau ayant fonctionné durant l'évènement du 8 septembre 2002.

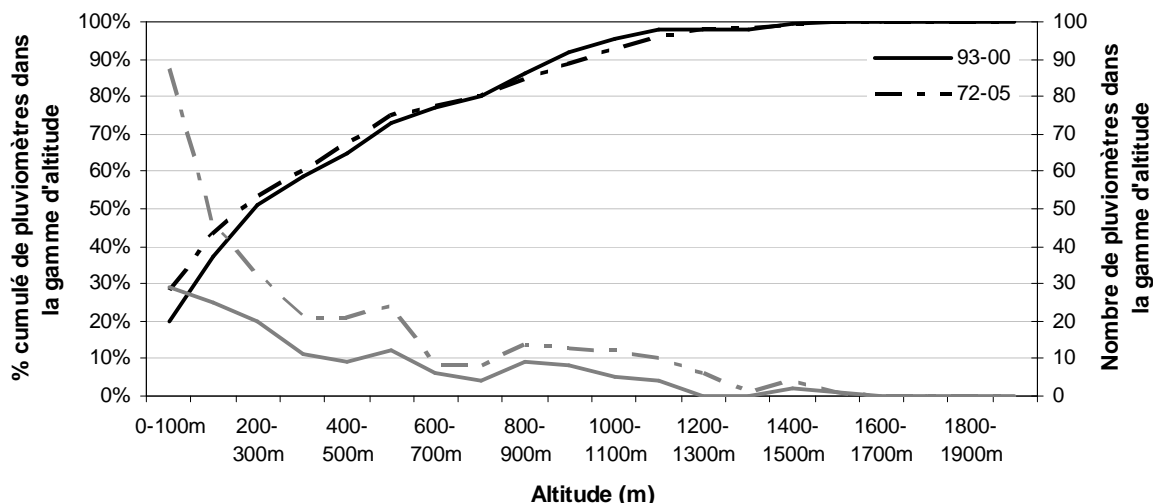


Figure 2-8 : Fonction de répartition des pluviomètres en fonction de leur altitude pour les deux bases de données : 1993-2000 : traits pleins, 1972-2005 : pointillés. La courbe noire représente le pourcentage cumulé de pluviomètres ayant une altitude inférieure ou égale à X mètres (axe des ordonnées à gauche) tandis que la courbe grise représente le nombre de pluviomètres dans chaque gamme d'altitude (axe des ordonnées à droite).

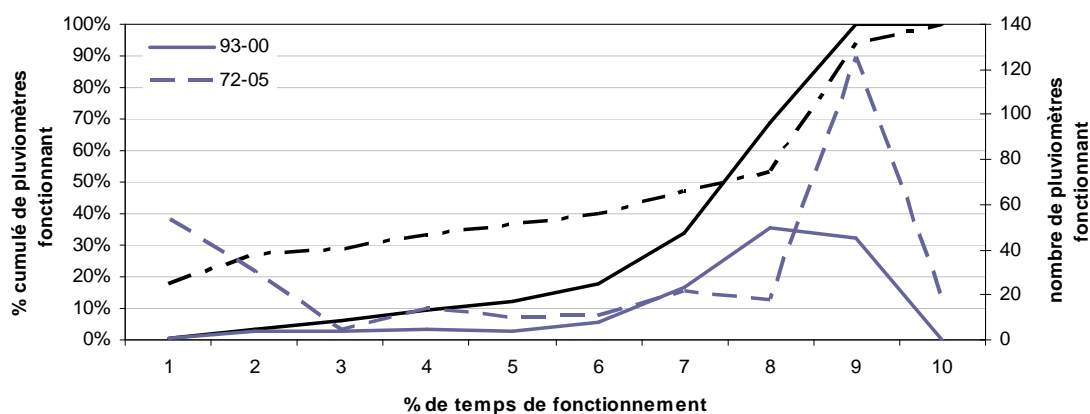


Figure 2-9 : Nombre de pluviomètres ayant fonctionné durant une certaine fraction du nombre d'échéances totales (courbe grise, axe des ordonnées de droite) et le pourcentage cumulé (courbe noire, axe des ordonnées de gauche) pour les deux bases de données : 1993-2000 : traits pleins, 1972-2005 : pointillés.

En conclusion, la disponibilité des observations pluviométriques pour la période 1972-2005 est présentée figure 2-10. Chaque point bleu indique une journée ayant au moins une donnée pluie horaire. La courbe noire pointillée indique le nombre total de journées concernées par année. Entre 1972-2005, il y a donc 30288 échéances horaires disponibles. Si nous considérons la période 1976-2005 (fenêtre temporelle des radiosondages disponibles), nous disposons alors de 29953 échéances horaires.

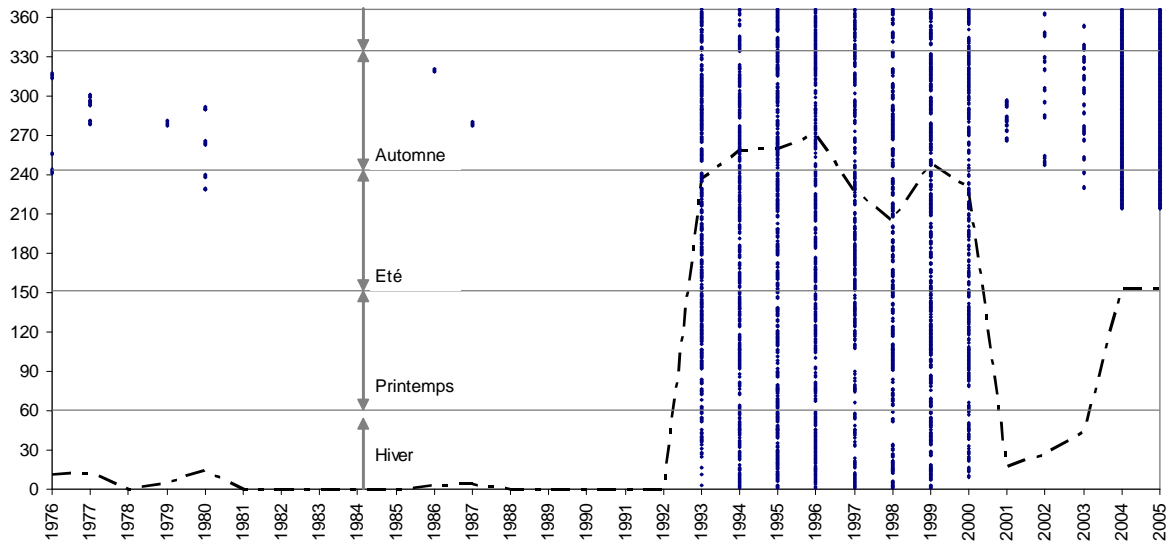


Figure 2-10 : Nombre de jours par année étant enregistrés dans une des bases de données (courbe pointillée noire) et détail de jours concernés (points bleus).

En résumé, les limites de notre archive pluviométrique au pas de temps horaire sont les suivantes :

- sa discontinuité temporelle ;
 - l'hétérogénéité des seuils de pluie utilisés pour l'archivage des observations ;
 - sa saisonnalité, où la période automnale est la plus documentée ;
 - l'échantillonnage spatial qui limite les observations dans les régions de plus faibles altitudes.
- Figure 2-7, une partie des pluviomètres de la zone montagne est localisée aux altitudes les plus faibles de cette zone : 12% des pluviomètres de la zone montagne de la base 1972-2005 ont une altitude inférieure à 200m, et 27% ont une altitude comprise entre 200m et 500m.

2.3. Les réanalyses

Nous venons de voir que les échantillonnages temporel et spatial des archives météorologiques et pluviométriques ont quelques limites pour mener à bien des études climatologiques. Les réanalyses SAFRAN et ERA40 sont alors utilisées pour compléter ces observations.

Le principe d'une réanalyse est le suivant : dans un premier temps, toutes les observations atmosphériques disponibles sont réunies sur la plus longue période possible (mesures au sol, radiosondages, images satellites, images radar,...). Dans un deuxième temps, ces observations sont analysées toutes ensemble avec un modèle météorologique unique (ou toute technique permettant de rendre l'ensemble cohérent) sur la période considérée. Cette analyse permet d'interpoler les données (en des points appelés « d'analyse » par opposition aux points « d'observation » pour lesquels les données sont disponibles) en respectant les lois physiques qui régissent les phénomènes

atmosphériques. L'analyse est effectuée a posteriori. Elle prend donc en compte non seulement la cohérence spatiale des données mais aussi leur cohérence temporelle. Une réanalyse est donc une sortie de modèle météorologique contrainte par les observations.

L'utilisation d'un modèle unique permet de limiter les erreurs liées à la modification du réseau. Cependant, les mesures sur lesquelles s'appuient les réanalyses ne sont pas homogènes dans le temps (nouveaux types de données, évolution des réseaux,...). La qualité des réanalyses est donc variable sur certaines régions du globe (Sterl, 2004 ; Bengtsson et al., 2004). Les différentes réanalyses (NCEP/NCAR ou ERA40) se distinguent par le modèle numérique utilisé. Pour les variables qui dépendent peu du modèle (partie dynamique, telles que le géopotential) il n'y a généralement pas de différence. Au contraire, les variables liées à la partie physique des modèles (humidité par exemple) peuvent varier d'un modèle à l'autre (Ben Daoud et al., 2009).

Nous détaillons ici les deux archives de réanalyses que nous utilisons : les réanalyses SAFRAN et les réanalyses ERA40.

2.3.1. Les réanalyses SAFRAN

Les réanalyses SAFRAN sont à l'échelle de la France une mémoire des forçages de la surface. Les principes d'élaboration des réanalyses SAFRAN sont succinctement décrits dans cette section. Pour plus de détails, le lecteur pourra se référer à la notice technique de Météo-France, Durand et al. (1993) et à la qualification de l'archive SAFRAN dans Quintana Seguí et al. (2008). Nous disposons des données SAFRAN depuis 1970.

Le Système d'Analyse Fournissant des Renseignements Atmosphériques à la Neige (SAFRAN) a été développé dans les années 1990 au Centre d'Etude de la Neige de Météo-France afin de réaliser une prévision opérationnelle des avalanches sur les principaux massifs alpins français (Durand et al, 1993 ; Martin, 1995 ; Durand et al., 1999). Initialement, l'objectif de SAFRAN est de fournir les principales variables atmosphériques nécessaires au modèle « CROCUS » (Brun et al., 1989, 1992), au pas de temps horaire, à différents niveaux, pour différents massifs, différentes pentes et différentes expositions (versants). Les procédures développées ont ensuite été généralisées à l'ensemble du territoire français.

Huit variables atmosphériques sont réanalysées : la vitesse du vent en surface, l'humidité relative au sol, la température de l'air au voisinage de la surface, la nébulosité totale intégrée, les

précipitations et leurs phases, le rayonnement atmosphérique et le rayonnement solaire (direct et diffus).

L'estimation de ces variables se fait sur les 600 zones symposium (zones climatiques homogènes) définies par Météo-France. Chacune de ces zones dispose d'au moins 2 pluviomètres et une station météorologique. Ces zones ont des surfaces d'environ 1000km². Au sein de chaque zone, les valeurs de chaque variable dépendent de la topographie (une valeur par bande d'altitude de 300m).

La figure 2-11 illustre les trois principales étapes de la construction des réanalyses :

1) *Estimation du profil atmosphérique sur chaque versant* (résolution verticale de 300m). Pour ce faire, une ébauche (première estimation des variables) est réalisée aux différentes altitudes dans chaque zone. Cette ébauche préalable est généralement fournie par les analyses ou les prévisions à 6h d'échéance des modèles de prévision (ARPEGE). Pour les précipitations, l'ébauche correspond à une valeur fixée, avec un gradient tenant compte de l'altitude, ou à la climatologie. Une autre source d'informations réside dans les observations disponibles en temps réel, provenant des postes nivo-météorologiques, des réseaux météorologiques classiques au sol et en altitude.

2) *Elaboration de la réanalyse par le modèle SAFRAN*. Le profil atmosphérique est ensuite analysé par le modèle SAFRAN qui affine les valeurs ébauchées aux points d'analyse. Le profil est utilisé par un modèle radiatif fournissant les paramètres de rayonnement. Une partie de l'information est transmise au module d'analyse des paramètres de surface. Ces modules tiennent compte des valeurs réellement observées et fournissent les valeurs des variables aux points d'analyse par interpolation (Durand et al., 1993). L'analyse est réalisée toutes les 6h puis interpolée au pas de temps horaire. Le traitement des précipitations se fait différemment. Le pas de temps considéré est journalier. Le passage au pas de temps horaire est réalisé par interpolation en considérant l'évolution temporelle de l'humidité spécifique. L'humidité spécifique détermine une probabilité de précipitation lorsqu'elle atteint une valeur correspondant approximativement à 90% d'humidité relative. En quelque sorte, SAFRAN comprend une valeur cumulée de précipitations à pas de temps journaliers et un signal binaire d'indicatrice de pluie probable horaire.

3) *Interpolation à la France*. Finalement les données analysées dans chaque zone sont interpolées sur une grille de 8km x 8km.

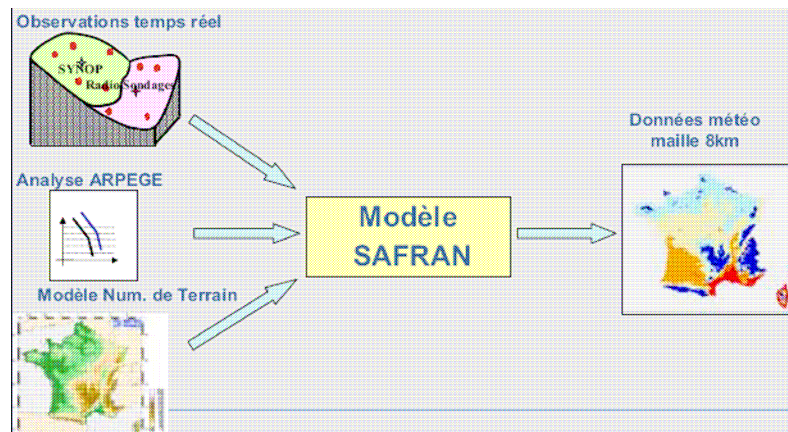


Figure 2-11 : (extrait de « 4eme rencontres nationales de l'agrométéorologie », Mathieu Regimbeau). Principe d'élaboration des réanalyses SAFRAN.

La validation de ces réanalyses a été faite par Quintana Seguí et al. (2008) sur l'ensemble de la France. La température, la vitesse du vent et l'humidité relative à 00, 06, 12 et 18h TU sont bien reproduites (car il s'agit des heures auxquelles les observations sont disponibles). Les résultats sont moins précis au pas de temps horaire. Pour quelques régions (notamment la région méditerranéenne) les biais entre observations et réanalyses sont plus importants. En ce qui concerne les précipitations, seule variable utilisée dans cette étude, la validation ne s'est faite que sur les données d'observation qui ont été utilisées pour l'élaboration des réanalyses et au pas de temps journalier. Les réanalyses pluviométriques SAFRAN ne sont pas biaisées mais l'erreur quadratique moyenne est importante ($2,4\text{mm.jour}^{-1}$, soit 109%), en particulier dans la vallée du Rhône et les Cévennes (Quintana Seguí et al., 2008). Ceci est probablement lié à la variabilité intra-zone des précipitations (précipitations convectives) dont SAFRAN ne peut rendre compte car cette archive est construite sur des zones supposées homogènes d'un point de vue climatique. De manière générale, SAFRAN sous-estime l'occurrence des jours non pluvieux (45% au lieu de 52% observée) et l'occurrence des journées fortement pluvieuses ($>20\text{mm.jour}^{-1}$) et surestime les jours au cumul compris entre 0 et 5mm.jour^{-1} . La capacité de SAFRAN à reproduire les événements pluvieux diminue lorsque l'intensité des précipitations augmente.

2.3.2. Les réanalyses ERA40

Les réanalyses ERA40¹ couvrent l'ensemble du globe (Uppala et al., 2005). Le projet ERA40 a succédé aux réanalyses ERA15 et a été mis en place par le Centre Européen de la Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT). Il est contemporain aux réanalyses américaines NCEP/NCAR mais le modèle employé fait d'autres choix en matière de paramétrisations.

¹ <http://www.ecmwf.int>

Les réanalyses ERA40 à notre disposition couvrent la période septembre 1957 – août 2002. Le modèle utilisé est IFS Cy23r4 (Integrated Forecasting System) du CEPMMT. La résolution est d'environ $1,1^\circ$ sur l'horizontale et sur 60 niveaux verticaux depuis la surface jusqu'à la mesosphère (0,1hPa). Les champs de surface sont représentés sur une grille gaussienne réduite N80 définie par une grille symétrique autour de l'équateur avec une séparation nord-sud quasi uniforme en latitude, de résolution $1,121^\circ$. Il y a 80 points alignés le long du méridien de Greenwich, de l'équateur au pôle. Le nombre de point d'ouest en est varie avec la latitude selon une grille uniformément espacée le long d'une latitude. L'espacement est de $1,125^\circ$ (125km) aux tropiques (Fig. 2-12).

Le schéma d'assimilation des données est basé sur un modèle 3D-var. Les observations nécessaires proviennent de sources multiples (radiosondages, observations au sol, radar) et de données satellites. Ce sont principalement les progrès réalisés dans les observations, à la fois en précision de mesure que dans la résolution spatiale de ces mesures qui permettent aux réanalyses d'être réputées meilleures dans les années récentes. L'assimilation des observations se fait toutes les 6h.

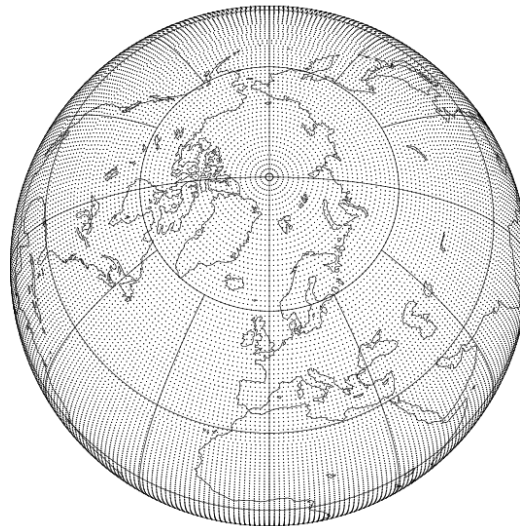


Figure 2-12 : Résolution horizontale de la grille gaussienne réduite N80 des ERA40 pour l'hémisphère nord.

Les variables directement analysées sont la température, les composantes horizontales du vent, l'humidité spécifique et l'ozone au pas de temps de 6h : 00, 06, 12 et 18h TU. Au total 154 variables de sorties sont disponibles (Källberg et al., 2004). Il s'agit des données d'observations, issues de l'analyse et du modèle d'assimilation, du modèle atmosphérique soit à des niveaux de pression standard, soit sur des surfaces isentropiques ou des surfaces +/- 2pvu (valeur du tourbillon potentiel). Les prévisions du modèle couplé avec l'océan sont également disponibles à une résolution de $1,5^\circ \times 1,5^\circ$. Les moyennes, les variances et les covariances mensuelles sont également fournies. Enfin, Uppala et al. (2005) et Ben Daoud et al. (2009) font ressortir certaines anomalies associées aux réanalyses notamment des valeurs incohérentes d'humidité relative.

2.4. Les classifications en types de temps

La climatologie d'une région ou de certains évènements sur une région peut être étudiée à partir de classifications en types de temps utilisant généralement les réanalyses météorologiques. La bibliographie concernant ces classifications, les méthodes d'élaboration, les domaines applications, etc. est très vaste. Dans cette étude, nous nous intéresserons à trois classifications existantes sur la France ou sur les Cévennes. Nous nous positionnons comme de simples utilisateurs, sans objectif de développer une nouvelle classification. Dans cette section, après avoir introduit quelques généralités sur les types de temps, nous détaillons les trois classifications que nous utiliserons : la classification « EDF », la classification « Météo-France » et la classification « LTHE ».

2.4.1. Généralités

Qu'est-ce qu'un type de temps ?

L'idée d'une classification des différentes situations météorologiques remonte au XIX^{ème} siècle. Le principe repose sur la considération que la circulation atmosphérique à grande échelle peut être classée en un nombre fini d'états : les types de temps (ou régimes de temps). C'est une représentation conceptuelle de la dynamique atmosphérique des moyennes et des hautes latitudes : l'atmosphère résiderait préférentiellement autour de certains états privilégiés. Les types de temps sont associés à des circulations atmosphériques grande échelle de basse fréquence (période supérieure à 10 jours). Mais il n'y a pas de définition universelle des types de temps. La plupart des approches s'appuient sur des propriétés de récurrence, persistance et/ou de quasi-stationnarité pour effectuer la classification (Michelangeli et al., 1995). Les approches basées sur le principe de la récurrence cherchent à identifier les états atmosphériques les plus fréquents, c'est-à-dire les maxima de la fonction de densité de probabilité des états dans un espace déterminé. Les types de temps définis sur le principe de la persistance sont construits en recherchant les caractéristiques atmosphériques associées à des anomalies (de géopotentiel par exemple) persistantes sur plusieurs jours au dessus d'une région. L'utilisation de cette seule propriété permet difficilement d'élaborer des types de temps, la notion de persistance étant subjective. Finalement le principe de quasi-stationnarité conduit à considérer les états atmosphériques pour lesquels la circulation grande échelle est stationnaire dans un sens statistique (Michelangeli et al., 1995).

Pourquoi classifier les situations météorologiques ?

Les classifications existantes sont construites et utilisées dans plusieurs buts. Elles permettent d'avoir une approche climatologique pour différentes questions (Wibig, 1999 ; Littman, 2000), notamment en ce qui concerne les extrêmes météorologiques. Le concept de types de temps permet une description précise de la dynamique sous jacente à la variabilité du climat à l'échelle régionale (l'occurrence d'un

phénomène donné est-elle liée au type de temps ?). Un des objectifs des classifications est alors de mettre en évidence l'existence de relations entre la circulation atmosphérique générale et les événements extrêmes (température, vent, précipitations) sur une région. Ceci peut se faire de deux manières : soit les événements extrêmes sont replacés dans une classification existante et nous regardons alors si un type de temps en particulier est associé à ces événements, soit la classification est réalisée en ne considérant que les situations synoptiques de ces événements extrêmes (méthode bottom-up) (Plaut et al., 2001, Sanchez-Gomez and Terray, 2005). Sanchez-Gomez and Terray (2005) montrent que les types de temps identifiés comme les états les plus probables de l'atmosphère ne sont pas nécessairement les structures atmosphériques les plus appropriées pour caractériser les liens entre la dynamique et les épisodes extrêmes.

Un deuxième intérêt des classifications est leur capacité à restituer une description fine des variables du climat (température, précipitations, vent de surface) aux échelles régionale et locale. Cette utilisation des types de temps repose sur l'hypothèse suivante : « même causes, même effets ». Si les variabilités locales sont négligées, nous pouvons alors considérer que deux circulations atmosphériques similaires conduiront à des effets locaux semblables, de par les lois physiques qui régissent l'évolution de l'atmosphère. C'est le principe de la méthode des analogues (Bontron and Obled, 2005). Cependant cette hypothèse n'est pas parfaite et la circulation synoptique ne peut expliquer 100% de la variabilité météorologique locale. Malgré tout, les classifications sont très utilisées dans la recherche des impacts du changement climatique. Elles sont également à la base des méthodes de désagrégation spatiale qui permettent de régionaliser une variable atmosphérique en utilisant des relations statistiques entre les variables grandes échelles, l'occurrence des types de temps et le climat à l'échelle locale. En faisant l'hypothèse que les relations mises en évidence pour le climat présent seront toujours valides dans un climat futur, il est alors possible de déterminer par exemple l'occurrence des événements extrêmes dans le futur (Boé et al., 2006 ; Boroneant et al., 2006 ; Boé and Terray, 2007). L'utilisation de la désagrégation spatiale pour déterminer les variables locales dans un climat futur se justifie par l'idée que le climat régional est conditionné par deux facteurs : la circulation à grande échelle qui est bien résolue par les modèles climatiques et les caractéristiques spatiales de petites échelles (topographie) qui ne sont pas précisément décrites dans les modèles (par exemple, la précipitation (Wilby and Wigley, 2000)).

Quelles sont les méthodes de classification ?

Il existe plusieurs méthodes de classification : des méthodes subjectives, des méthodes objectives, des méthodes dites de « bottom-up » (c'est-à-dire partant des phénomènes que les classifications cherchent à expliquer). Toutes ces méthodes reposent sur les trois principes évoqués précédemment : persistance, récurrence et quasi-stationnarité. Une bonne classification minimise la variabilité intra-classe et maximise les distances entre classes. L'élaboration des classifications repose sur de nombreux choix : la fenêtre spatiale, les variables discriminantes (géopotential 500hPa ? 700hPa ? la pression au niveau

de la mer ?) (Boé et al., 2006), la métrique (distance euclidienne ? critère de corrélation ?...). Plaut et Simonnet (2001) présentent les 3 algorithmes à la base des classifications, Esteban et al. (2006) font une revue de l'évolution des méthodes subjectives vers des méthodes objectives. Nous citerons uniquement la méthode qui semble la plus utilisée : la méthode des « clusters » (K-mean (Lloyd, 1982)) : l'information contenue dans les champs météorologiques considérés pour réaliser la classification est tout d'abord réduite à l'aide d'une analyse en composantes principales. Une dizaine de composantes principales est ensuite retenue pour caractériser les circulations atmosphériques de chaque jour. Puis, un nombre de classes est fixé. Les centres de classes sont choisis arbitrairement dans cet espace de représentation. L'affectation de chaque jour à une classe se fait alors suivant un critère de distance. Cette méthode est sensible au nombre de classes choisi et à l'initialisation des centres. Michelangeli et al. (1995) proposent un algorithme et des critères d'optimisation de cette méthode qui permettent de faire converger vers un nombre optimal de groupes.

Les classifications existantes

L'apport des types de temps pour expliquer la climatologie d'une région, ou expliquer l'occurrence de phénomènes extrêmes, a été traité dans de nombreux articles. Plusieurs classifications peuvent exister sur une même région. Par exemple, Hess and Brezowsky (1969) proposent la première classification en types de temps des situations synoptiques sur l'Europe centrale (*Grosswetterlagen*), puis Dittman et al. (1995) en proposent une nouvelle. Lamb (1972) a défini une classification sur les îles britanniques. Bénichou (1995) réalise une classification automatique des configurations météorologiques sur l'Europe occidentale. Romero et al. (1999) proposent une classification des situations atmosphériques produisant des précipitations significatives sur l'Espagne alors que Trigo and DaCamara (2000) réalisent une classification sur le Portugal, et Littman (2000) sur le bassin méditerranéen, Plaut et Simonnet (2001) sur la France, les Alpes et l'Europe de l'Ouest, Sheridan (2002) sur l'Amérique du Nord, Esteban et al. (2006) sur l'Europe de l'Ouest. Toutes ces références illustrent soit une méthode de classification, soit une application, soit la climatologie d'une région tout en mettant en évidence les limites des méthodes employées. Chaque classification en types de temps est construite à partir d'une certaine fenêtre spatio-temporelle et est conditionnée par l'objet d'étude (explication des extrêmes pluviométriques ou de température par exemple). Ainsi une nouvelle problématique sur une région peut nécessiter l'élaboration d'une nouvelle classification. Dans ce travail, nous avons utilisé 3 classifications afin d'évaluer leurs pouvoirs explicatifs sur les précipitations orographiques organisées en bandes.

2.4.2. La classification « Météo-France »

Dans le cadre du projet CYPRIM (Boudevillain et al., 2009), Météo-France s'est engagé sur l'identification des conditions synoptiques favorables au déclenchement des précipitations intenses en

automne sur le sud de la France. Joly et al. (2007) ont proposé une approche par types de temps. Deux classifications automatiques ont été réalisées. La première cherche à expliquer la variabilité des situations synoptiques d'automne, sans critères pluviométriques. La seconde classification est construite à partir des situations synoptiques à l'origine des événements intenses. Les données synoptiques utilisées sont le géopotential à 500hPa et à 12h TU issu des ERA40 (1958-2001) sur la fenêtre 24°W-39°E, 25.5°N-63°N. Les types de temps sont définis au sens de Vautard (1990). L'algorithme de classification dynamique est basé sur la méthode de Michelangeli et al. (1995). Pour l'automne (septembre à décembre), la première classification identifie 7 types de temps.

La deuxième classification a pour objectif de discriminer les événements de précipitations intenses, c'est-à-dire de mettre en évidence un type de temps qui regroupe la majorité des événements intenses. Pour ce faire, les précipitations journalières sont issues de 480 stations Météo-France sur la région du sud-est de la France. Météo-France définit un événement de précipitation intense (SRE : Severe Rainfall Event) lorsque deux stations distantes d'au moins 60km enregistrent un cumul journalier supérieur à leur quantile 97%. 1210 événements automnaux ont été identifiés sur la période 1958-2001. Les événements de précipitations très intenses (HPE : High Precipitation Event) sont définis de la même manière, mais avec un quantile de 99,9%. 212 événements HPE sont alors identifiés sur la même période. Parmi les 7 types de temps élaborés, deux types regroupent environ 60% des HPE. Météo-France a décidé de réaliser une deuxième classification, basée uniquement sur les situations synoptiques associées aux événements de précipitations intenses (SRE). Quatre types de temps sont alors identifiés. Ces quatre types de temps sont présentés sur la figure 2-13. Ils sont tous caractérisés par un talweg sur l'Europe de l'ouest et une dorsale sur l'Europe de l'est pour les classes 1 et 4. Ces deux classes contiennent le plus d'événements très intenses (HPE). L'analyse de la température potentielle du thermomètre mouillé et du vent à 925hPa montre que les HPE sont caractérisés par une forte anomalie d'air chaud et humide ainsi que d'un fort flux de sud-est sur la région (Fig. 2-14a et 2-14c). Les figures 2-14b et 2-14c présentent la carte composite des pluies associées aux situations classées dans les types 1 (C11) et 4 (C14), représentatifs des HPE. Le type de temps C11 caractérise les précipitations localisées sur les Cévennes alors que le type de temps C14 caractérise des précipitations localisées préférentiellement sur le Languedoc Roussillon.

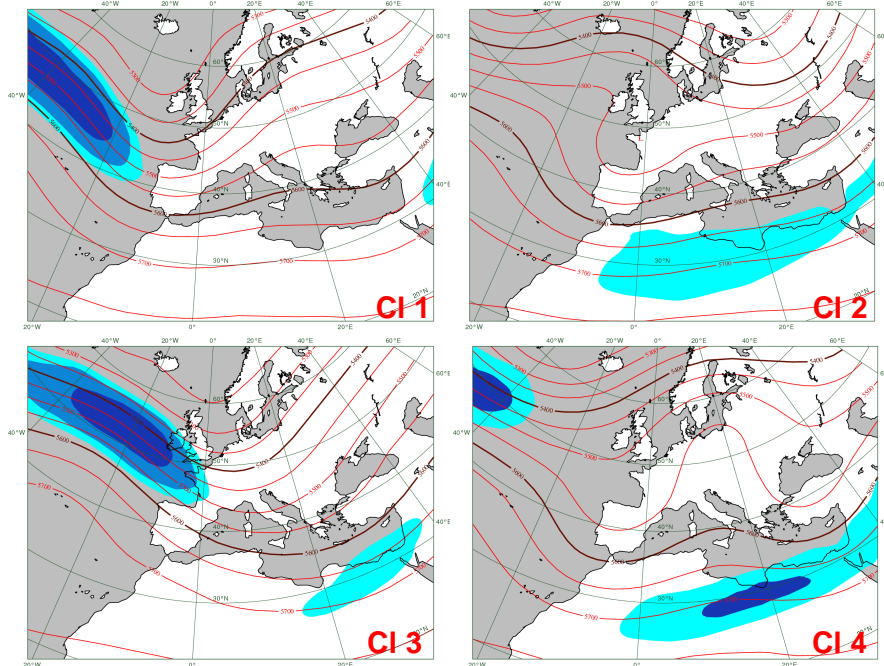


Figure 2-13 : (extraite d'une présentation de B.JOLY pour CYPRIM 2008). Géopotentiel 500hPa (traits rouges) composite des quatre types de temps et vent (dégradé bleu) sur la surface 2pvu.

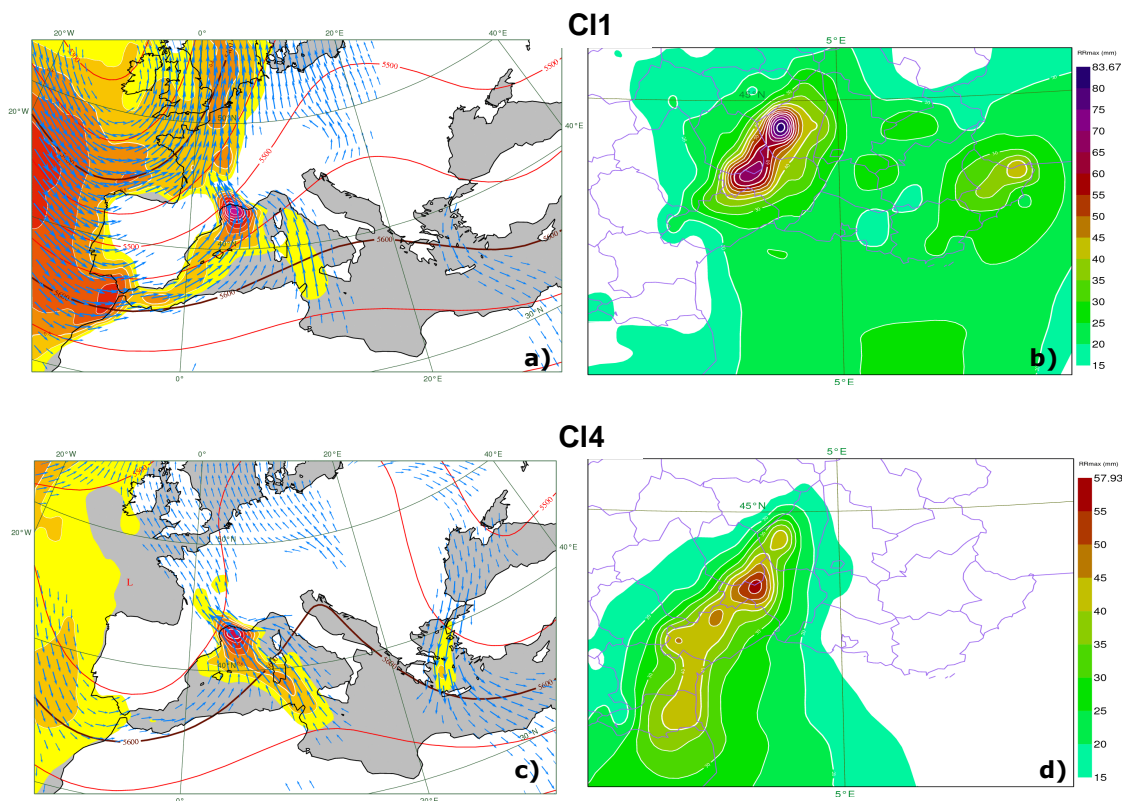


Figure 2-14 : a) et c) : géopotentiel 500hPa (isoligne rouge), flux d'humidité à 925hPa (surfaces colorées) et vent à 925hPa (flèches) pour les deux types de temps contenant le plus d'HPE (C11 et C14). b) et d) : champ de pluie associé aux situations synoptiques a) et c).

2.4.3. La classification « EDF »

Dans la méthode SCHADEX de prédétermination des crues extrêmes développée par EDF (Paquet et al., 2006), une classification par type de temps a été utilisée. L'objectif de cette classification est de regrouper les journées pluvieuses ayant des genèses météorologiques voisines, pour obtenir des sous-populations plus homogènes. La méthode retenue pour initialiser les centres de classes est une méthode de type « bottom-up », qui s'appuie sur une première classification initiale de la forme du champ pluviométrique journalier sur la France.

Pour décrire cette forme à l'échelle de la France, 56 groupements de stations pluviométriques ont été considérés sur les 3 grands massifs français (Alpes, Pyrénées et Massif Central) ainsi que les bassins de la Meuse, Moselle et Seine Amont. 3086 journées pluvieuses ($P_{\text{moy}} > 5\text{mm}$) entre 1956-1996 constituent l'ensemble de données. La structure du champ de pluie (rapport à la moyenne du jour) est classée par la méthode de CAH (Classification Ascendante Hiérarchique) où 7 classes sont retenues. Une huitième classe est ajoutée pour les jours non pluvieux (79% des journées complémentaires sur la période 1956-1996). Les 8 centres de gravité de ces classes sont ensuite projetés dans l'espace des champs de pression définis par les hauteurs de géopotentiels 700hPa et 1000hPa à 00h TU du jour et du jour suivant. La classification de l'ensemble des journées de l'archive 1953-2006 est effectuée en affectant à chaque journée la classe dont le centre de la classe est le plus proche au sens de la métrique de Teweles-Wobus calculée sur les 4 champs de pression.

La figure 2-15 présente les champs de géopotentiels 1000hPa à 00h TU des 8 types de temps identifiés ainsi que le champ de pluie journalier moyen des journées appartenant à ces classes. Les types de temps conduisant à des précipitations intenses sur les Cévennes sont les classes 3-4-6 et 7. Les classes 3 et 4 correspondent respectivement à des régimes de sud-ouest et de sud. La classe 6 est une classe particulièrement intéressante du point de vue du risque pluviométrique puisqu'il s'agit de la classe qui contient les épisodes dits de retour d'est. Il en va de même de la classe 7 qui contient la majorité des épisodes dits cévenols (une autre partie pouvant appartenir à la classe 4, la circulation de sud de la classe 7 étant plus décalée vers la Méditerranée). Ces types de temps présentent des occurrences variables et des signatures très différentes en termes de saisonnalité (non représentée).

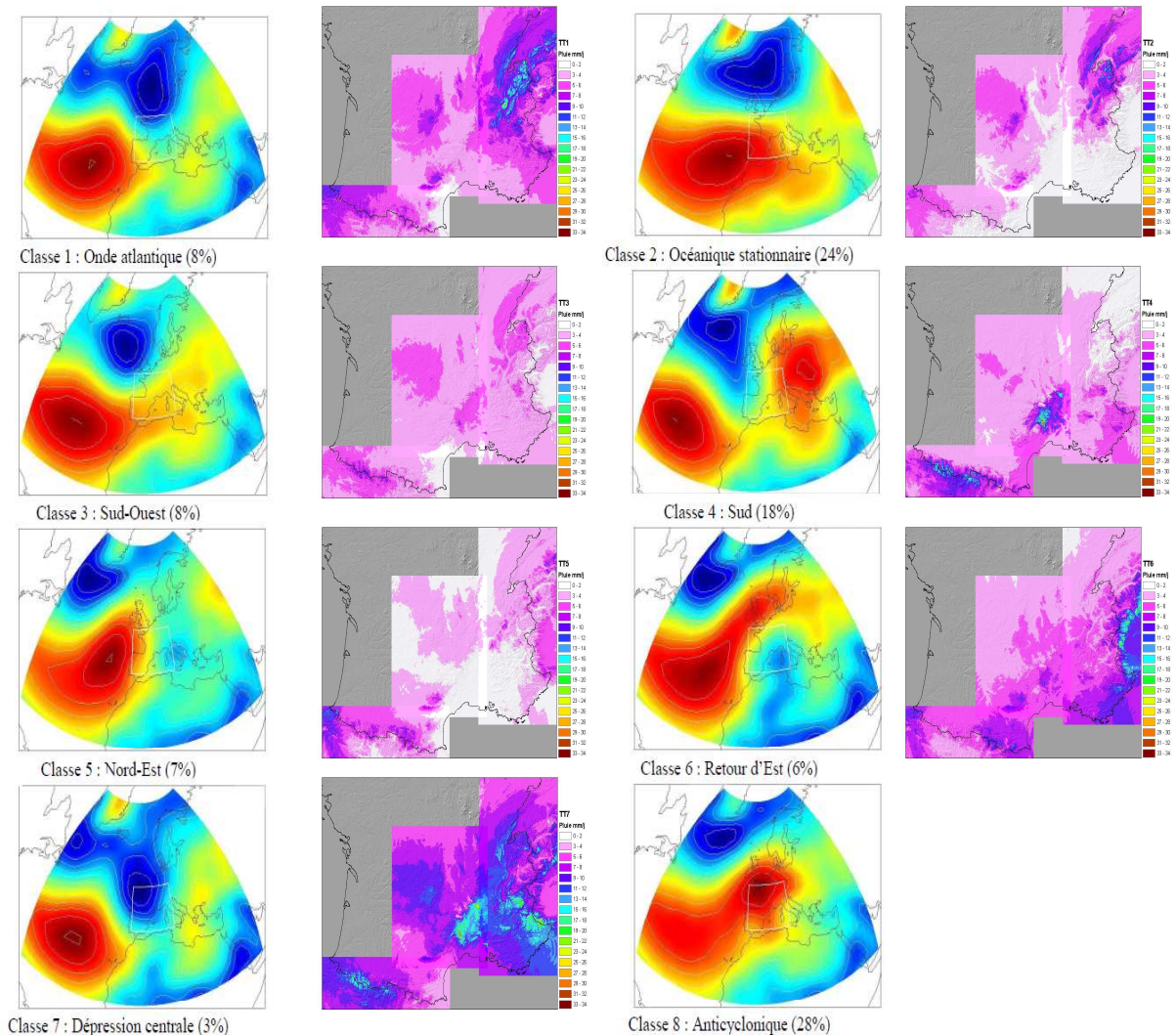


Figure 2-15 : Classification « EDF » en 8 types de temps (géopotential 1000hPa à 00h TU) et précipitations moyennes journalières associées sur les principaux massifs français (extraits de Gottardi (2009)). Entre parenthèses est donnée l'occurrence de ces types de temps.

2.4.4. La classification « LTHE »

Au sein du LTHE, Yu (2008) et Anquetin et al. (2009) cherchent à expliquer les précipitations automnales dans la région Cévennes-Vivarais par une recherche des types de temps associés. L'objectif de ces études est de proposer un cadre d'étude pour identifier les facteurs synoptiques associés aux crues rapides sur cette région.

Les données utilisées sont : la forme du géopotential à 700hPa à 12h TU issues des réanalyses ERA40 extraites sur la fenêtre (60°E-60°W, 15°N-75°N) et les pluies journalières observées par Météo-France sur 97 stations sur la période 1970-2000 et pour les mois d'automne (septembre à novembre).

Pour prendre en compte la variabilité spatiale des précipitations dans l'élaboration des types de temps, les champs météorologiques et les observations pluviométriques sont considérés simultanément. Afin de restreindre le nombre de données, une analyse en composantes principales (ACP) est réalisée sur le géopotential : 10 composantes principales sont alors retenues, expliquant 86% de la variabilité. Puis une ACP est réalisée sur les champs pluviométriques : 3 composantes principales sont retenues, expliquant 77% de la variabilité. Chaque jour est alors caractérisé par 13 coordonnées. La méthode des « cluster » (K-mean) est utilisée pour déterminer les centres de classes dans cet espace de représentation. Plusieurs tests ont été réalisés afin de déterminer le nombre de groupes optimal. Une fois les centres déterminés, seules les coordonnées de géopotentials (les 10 axes) sont utilisées pour recalculer la distance entre chaque jour et les centres de classe et ainsi déterminer les affectations. Sept types de temps sont retenus et 3 classes caractérisent la pluviométrie journalière la plus élevée.

La figure 2-16 présente le géopotential à 700hPa de ces 3 centres de classes. Le courant dominant est toujours de secteur sud. La structure des champs composites de la pluie diffère. Selon les trois types de temps, figures 2-16a et 2-16b, le flux est de sud mais les gradients de géopotential sont faibles. Le centre de pluie est alors localisé au sud-ouest du Massif Central. Figures 2-16c et 2-16d, une dépression est localisée sur l'Angleterre, les gradients sont plus forts. Le flux est de sud-ouest, le blocage sur l'Europe Central est moins marqué. La structure spatiale des précipitations ne présente pas d'intensité marquée dans un secteur en particulier. Le maximum des précipitations est atteint à l'est, dans la vallée du Rhône. Enfin, figures 2-16e et 2-16f, le troisième type de temps présente une dépression marquée sur l'Irlande. Les gradients sont forts et le flux est également de sud-ouest. Les précipitations sont intenses et localisées sur le relief, le long de la ligne de crête.

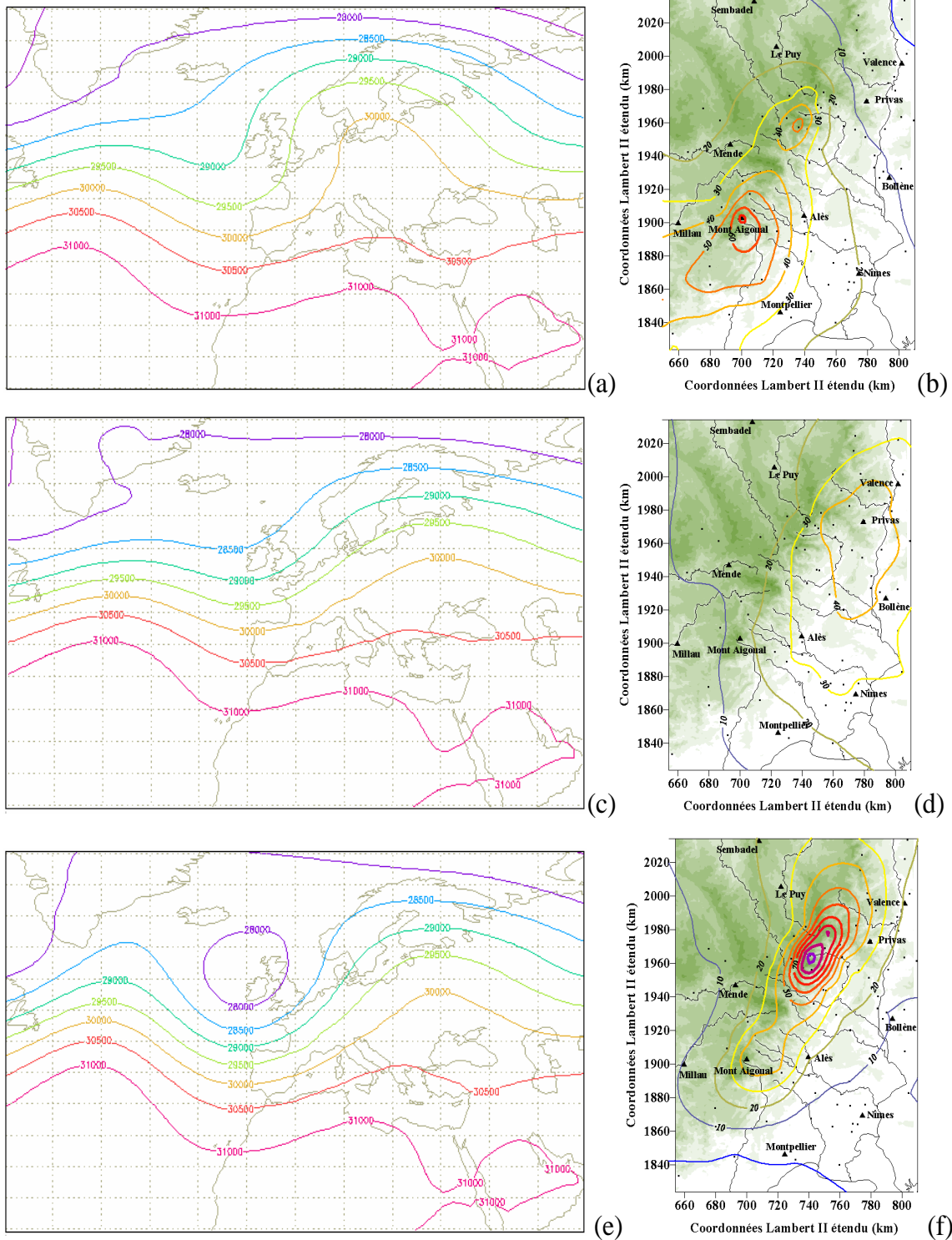


Figure 2-16 : (extraite de Yu (2008)) a)-c)-e) :Géopotentiel 700hPa des centres de classe des 3 régimes conduisant au plus grand cumul journalier moyen (II, VI, VII) dans la classification en 7 types de temps et les trois structures pluvieuses correspondantes (b)-d)-f)).

2.4.5. Récapitulatif des données disponibles et recouvrement temporel

Nous disposons donc au total de 7 bases de données : pluies horaires, radiosondages, réanalyses SAFRAN, réanalyses ERA40, classification « Météo-France » (en 4 classes), classification « EDF » et classification « LTHE », aux résolutions temporelles différentes. Le tableau 2-3 résume la disponibilité de ces bases de données par mois et par année.

	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Septembre	Octobre	Novembre	Decembre
1972	3	3	3	3	3	3	3	4	6	6	6	5
1973	3	3	3	3	3	3	3	4	6	6	6	5
1974	3	3	3	3	3	3	3	4	6	6	6	5
1975	3	3	3	3	3	3	3	4	6	6	6	5
1976	4	4	4	4	4	4	4	5	7	7	7	6
1977	4	4	4	4	4	4	4	5	7	7	7	6
1978	4	4	4	4	4	4	4	5	7	7	7	6
1979	4	4	4	4	4	4	4	5	7	7	7	6
1980	4	4	4	4	4	4	4	5	7	7	7	6
1981	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1982	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1983	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1984	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1985	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1986	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	7	5
1987	4	4	4	4	4	4	4	4	6	7	6	5
1988	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1989	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1990	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1991	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1992	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	5
1993	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	7	6
1994	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	7	6
1995	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	7	6
1996	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	7	6
1997	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	7	6
1998	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	7	6
1999	5	5	5	5	5	5	5	5	7	7	7	6
2000	4	4	4	4	4	4	4	5	7	7	7	6
2001	4	4	4	4	4	4	4	4	6	6	6	6
2002	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4	4
2003	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4
2004	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4
2005	3	3	3	3	3	3	3	4	4	4	4	4

Tableau 2-3 : Nombre de bases de données utilisables (chiffre dans chaque case et couleur associée) par mois et par année.

Chapitre 3

Méthodes

3.1.	<i>Les outils d'analyse statistique</i>	81
3.1.1.	L'analyse des données	82
3.1.2.	La fouille de données	90
3.2.	<i>Les outils d'analyse géostatistique</i>	97
3.2.1.	Variogrammes	97
3.2.2.	Range Time Indicator / diagramme de Hovmuller	98
3.2.3.	Analyse lagrangienne	99
3.3.	<i>Le modèle météorologique MesoNH</i>	101

Après avoir présenté les données disponibles pour cette étude, nous décrivons les méthodes et les outils que nous allons utiliser. Ces méthodes et outils se répartissent en trois catégories : i) les outils d'analyse statistique : employés comme métrique d'évaluation et pour la fouille de données, ii) les outils d'analyse géostatistique, pour l'analyse des caractéristiques spatiales et temporelles des précipitations et iii) la simulation numérique, à l'aide du modèle atmosphérique MesoNH.

3.1. Les outils d'analyse statistique

Tout au long de mon étude, nous serons amenés à utiliser des outils d'analyse statistique. Sans faire une description exhaustive, nous présentons dans ce paragraphe leurs principes de base. Une attention particulière sera tout de même portée à la présentation de l'Analyse Factorielle Discriminante (AFD) et des Réseaux de Neurones (RN), utilisés pour l'élaboration de notre classe de temps d'évènements orographiques au chapitre 6.

Les outils d'analyse statistique sont utiles pour l'analyse et la fouille de données. Dans le cas de l'analyse, ces outils permettent, entre autres, de comparer de manière objective des résultats

obtenus sur différentes bases de données ou de comparer des distributions empiriques à des distributions théoriques : ce sont les tests statistiques et nous utilisons plus particulièrement le test de Student et le test du χ^2 . Ils permettent également de faire ressortir les informations les plus importantes d'un ensemble de données. Dans ce but, nous utilisons l'Analyse en Composantes Principales (ACP) et l'Analyse de Variance (ANOVA). La fouille de données, quant à elle, consiste à rechercher de l'information (utile et inconnue) de gros volumes de données à partir de modèles statistiques. Un modèle est ici une relation entre des variables exprimables sous une forme analytique ou algorithmique, qui ne provient pas d'une théorie mais qui est issue de l'exploration des données et réalise un bon ajustement. Le modèle réalise un compromis entre sa capacité à rendre compte des données d'apprentissage et sa capacité de généralisation à de nouvelles données. C'est ce que nous verrons avec l'AFD et le RN.

Ces présentations suivent le Saporta (2006), auquel le lecteur pourra se référer pour de plus amples détails.

3.1.1. L'analyse des données

Un test statistique est un mécanisme qui permet de trancher entre deux hypothèses. Soient H_0 et H_1 ces deux hypothèses, dont une seule est vraie. L'analyse statistique aboutit à choisir l'une ou l'autre de ces hypothèses. Il y a donc 4 situations possibles illustrées dans le tableau 3-1.

		Vérité	
		H_0	H_1
Décision	H_0	$1-\alpha$	β
	H_1	α	$1-\beta$

Tableau 3-1 : Situations possibles suite aux choix d'une hypothèse lors d'un test statistique

α est la probabilité d'erreur de première espèce : c'est la probabilité de choisir l'hypothèse H_1 alors que H_0 est vraie. β est la probabilité d'erreur de deuxième espèce : c'est la probabilité de choisir l'hypothèse H_0 alors que H_1 est vraie. Dans la pratique, α est fixé, ce qui donne plus d'importance à H_0 . Nous prendrons $\alpha = 0,05$, ce qui signifie que nous acceptons de nous tromper dans 5% des cas en choisissant H_1 alors que H_0 est vraie.

Le test de Student

Nous utilisons le test de Student pour comparer les moyennes de deux échantillons. La question qui se pose est la suivante : étant donnés deux échantillons de taille n_1 et n_2 , pouvons nous admettre qu'ils ont été prélevés dans une même population relativement à la variable étudiée, sachant que ces deux échantillons ont été prélevés indépendamment l'un de l'autre ?

Les hypothèses sous-jacentes à l'utilisation du test de Student sont les suivantes :

- les échantillons suivent une loi gaussienne de moyenne m_1 et m_2 et d'écart type σ_1 et σ_2 respectivement pour les échantillons 1 et 2 ;
- Les variances des deux échantillons sont égales.

Nous testons alors l'hypothèse $H_0 : m_1=m_2$ contre l'hypothèse $H_1 : m_1 \neq m_2$. Le test consistant à comparer les variances est le test de Fisher-Snedecor que nous ne détaillons pas ici.

Supposons que les variances soient égales : $\sigma_1=\sigma_2=\sigma$

Soient \bar{X}_1 et \bar{X}_2 les estimateurs des moyennes de l'échantillon 1 et l'échantillon 2.

Soient S_1^2 et S_2^2 les estimateurs des variances des deux échantillons.

Nous avons alors :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{n_1 S_1^2}{\sigma^2} \in \chi^2_{n_1-1} \\ \bar{X}_1 \in LG(m_1, \frac{\sigma}{\sqrt{n_1}}) \end{array} \right. \left\{ \begin{array}{l} \frac{n_2 S_2^2}{\sigma^2} \in \chi^2_{n_2-1} \\ \bar{X}_2 \in LG(m_2, \frac{\sigma}{\sqrt{n_2}}) \end{array} \right. \text{ et } \left\{ \begin{array}{l} \frac{n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2}{\sigma^2} \in \chi^2_{n_1+n_2-2} \\ \bar{X}_1 - \bar{X}_2 \in LG(m_1 - m_2, \sigma \sqrt{\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2}}) \end{array} \right.$$

ce qui signifie que $\frac{n_1 S_1^2}{\sigma^2}$ suit une loi du Khi^2 (χ^2) à n_1-1 degré de liberté et \bar{X}_1 suit une loi

gaussienne (LG) de paramètres m_1 et $\frac{\sigma}{\sqrt{n_1}}$.

La variable de Student (qui sera la variable de décision) est définie par

$$T_{n_1+n_2-2} = \frac{(\bar{X}_1 - \bar{X}_2) - (m_1 - m_2)}{\sqrt{(n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2) \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}} \sqrt{n_1 + n_2 - 2} \quad (\text{Eq.3-1})$$

Nous testons l'hypothèse $H_0 : m_1=m_2$ donc l'équation Eq.3-1 se simplifie en :

$$T_{n_1+n_2-2} = \frac{(\bar{X}_1 - \bar{X}_2)}{\sqrt{(n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2) \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}} \sqrt{n_1 + n_2 - 2} \quad (\text{Eq.3-2})$$

La région critique est définie comme l'ensemble des valeurs de la variable de décision qui conduisent à écarter H_0 au profit de H_1 . Elle correspond dans notre cas à l'ensemble des valeurs de $T_{n_1+n_2-2}$ telles que :

$$|T_{n_1+n_2-2}| > k \quad \text{avec } k / P(|T_{n_1+n_2-2}| > k) = \alpha \text{ dans la loi de Student}$$

Concrètement si $|T_{n_1+n_2-2}| > k$, l'hypothèse H_0 doit être rejetée : la moyenne des deux échantillons ne peut pas être supposée égale.

Lorsque les variances ne sont pas égales, il est tout de même possible d'utiliser le test de Student avec l'équation Eq.3-2 si les effectifs des échantillons sont élevés (>20). Si les échantillons ne sont pas gaussiens, le test de Fisher-Snedecor de comparaison des variances n'est plus valable. Etant donné la remarque précédente sur la non égalité des variances, nous en concluons qu'il est tout de même possible d'appliquer le test de Student tel que défini, si les échantillons contiennent suffisamment d'individus. Le test de Student est robuste.

Le test du χ^2

Le test du χ^2 est utilisé pour déterminer si la probabilité d'affectation d'un individu par une classification donnée à une classe est égale à la probabilité d'une affectation aléatoire. Ceci constitue l'hypothèse H_0 et nous considérons $\alpha=5\%$. Généralement, ce test a pour but de vérifier qu'un échantillon provient ou non d'une variable aléatoire de distribution connue $F_0(x)$.

Soit une variable aléatoire X discrète ou discrétisée, c'est-à-dire divisée en k classes de probabilités p_1, \dots, p_k . Soit un échantillon de cette variable fournissant les effectifs N_1, \dots, N_k dans chacune de ces classes. La variable de décision est D^2 définie par :

$$D^2 = \sum_{i=1}^{i=k} \frac{(N_i - np_i)^2}{np_i} \quad \text{avec } \sum_{i=1}^{i=k} N_i = n$$

Cette variable de décision est une mesure de l'écart aléatoire entre les effectifs réalisés (N_i) et les effectifs espérés (np_i) en considérant que l'affectation se fait selon une fonction de distribution

$F_0(x)$. Le nombre de degrés de liberté de D^2 correspond au nombre de termes de la somme qu'il n'est pas possible de déterminer à partir de la connaissance des autres.

Finalement, l'hypothèse H_0 sera rejetée si : $|D^2| > k$ avec $k / P(|D^2| > k) = \alpha$, D^2 suivant une loi du χ^2 et ce, quelque soit la loi de la variable aléatoire X .

L'Analyse de Variance (ANOVA)

L'analyse de variance recouvre un ensemble de techniques de tests et d'estimation destinées à apprécier l'effet de variables qualitatives sur une variable numérique et revient dans le cas simple à comparer plusieurs moyennes d'échantillons gaussiens. Le vocabulaire utilisé est le suivant: les variables qualitatives susceptibles d'influer sur la distribution de la variable numérique observée sont appelées « facteurs de variabilité » et leurs modalités « niveaux ». Un traitement (ou cellule) est une combinaison d'un facteur et d'une modalité. L'analyse de variance appliquée à un plan d'expérience vise essentiellement à permettre d'opérer une discrimination entre les facteurs selon qu'ils ont ou non une influence significative. L'hypothèse est que les facteurs influencent uniquement les moyennes des distributions et non leur variance. Une telle démarche analytique doit cependant être considérée comme purement indicative et seulement destinée à orienter certains choix tendant à préciser objectivement de telles indications. Les calculs diffèrent légèrement selon que l'analyse de variance est à un ou plusieurs facteurs. Nous ne présentons la théorie que pour le cas d'une analyse de variance à deux facteurs avec répétitions et équilibrée, c'est-à-dire que le nombre d'observations pour chaque traitement est supérieur à 1 et identique d'un traitement à un autre. Pour une présentation plus exhaustive, le lecteur pourra se reporter à Saporta (2006).

Les conditions d'application de l'analyse de variance sont les suivantes : i) l'homogénéité des variances à l'intérieur des cellules, ii) la normalité de la distribution des observations dans les différentes cellules et iii) l'indépendance des observations. Cependant, si le nombre d'observations dans chaque cellule est identique, l'analyse de variance est robuste même si la condition d'homogénéité des variances n'est pas vérifiée. Pour obtenir des échantillons gaussiens, il est possible de transformer au préalable les données initiales (passage aux logarithmes, anamorphose,...).

L'analyse de variance consiste donc à tester l'influence d'un facteur sur la variable quantitative (effet principal) mais également l'interaction entre plusieurs facteurs. Si les scores moyens de la variable quantitative changent en fonction du niveau du facteur et ce sans tenir compte des autres facteurs, il y a effet principal. Considérons deux facteurs A et B. L'interaction entre A et B se traduit par : étudiant les variations moyennes de la réponse de la variable quantitative selon A, l'effet de A dépend du niveau du facteur B.

Par analogie avec la méthode des tests présentés précédemment, l'analyse de variance revient à poser l'hypothèse H_0 : toutes les moyennes des cellules sont égales. La variance totale (S_t^2) des observations correspond à la somme de la moyenne des variations et de la variance des moyennes. L'équation d'analyse de variance est donc la suivante :

$$S_t^2 = S_A^2 + S_B^2 + S_{AB}^2 + S_e^2$$

avec S_A^2 (S_B^2) la variance due au facteur A (B), S_{AB}^2 la variance due à l'interaction entre A et B et S_e^2 la variance résiduelle. Sous l'hypothèse H_0 , les variances suivent une loi du χ^2 et le rapport des variances une loi de Fisher-Snedecor. Il est donc possible de tester l'existence des effets principaux et des interactions en comparant ces variances.

Quelques notations :

- soit i l'indice (de 1 à p_a) repérant les variantes du facteur A (par exemple le relief : Montagne-Piémont- Plaine)
- soit j l'indice (de 1 à p_b) repérant les variantes du facteur B (par exemple les paramètres atmosphériques)
- soit r l'indice (de 1 à n) repérant les répétitions dans chaque cellule

$$N = n \cdot p_a \cdot p_b$$

$$X_{ij} = \sum_r x_{ijr} \quad M_{X_{ij}} = \frac{1}{n} \cdot X_{ij}$$

$$X_{i.} = \sum_j X_{ij} \quad M_{X_{i.}} = \frac{1}{n \cdot p_b} \cdot X_{i.}$$

$$X_{.j} = \sum_i X_{ij} \quad M_{X_{.j}} = \frac{1}{n \cdot p_a} \cdot X_{.j}$$

$$X = \sum_{i,j,r} x_{ijr} \quad M_X = \frac{X}{N} \quad C = \frac{X^2}{N}$$

N est le nombre total d'individus dans l'échantillon de données, x_{ijr} correspond à la valeur prise par l'individu r pour la variante i du facteur A et la variante j du facteur B. Les M indiquent des valeurs moyennes.

Nous calculons les variances (S_A^2) et les carrés moyens (CM_A). L'indice A (B) fait référence au facteur A (B), l'indice AB à l'interaction entre les facteurs A et B, l'indice t à la variance totale et e à la variance résiduelle.

$$S_t^2 = \sum_{ijr} x_{ijr}^2 - C$$

$$S_A^2 = \frac{1}{n * p_b} \sum_i X_{i.}^2 - C \qquad CM_A = \frac{S_A^2}{p_a - 1}$$

$$S_B^2 = \frac{1}{n * p_a} \sum_j X_{.j}^2 - C \qquad CM_B = \frac{S_B^2}{p_b - 1}$$

$$S_{AB}^2 = \frac{1}{n} \sum_{ij} X_{ij}^2 - C - S_A^2 - S_B^2 \qquad CM_{AB} = \frac{S_{AB}^2}{(p_a - 1)(p_b - 1)}$$

$$S_e^2 = S_t^2 - S_A^2 - S_B^2 - S_{AB}^2 \qquad CM_e = \frac{S_e^2}{p_a * p_b * (n - 1)}$$

Les hypothèses testées sur les rapports des variances sont récapitulées dans le tableau 3-2. Les variables de décisions (F) suivent la loi de Fisher-Snedecor. De même que pour le test de Student, l'hypothèse H_0 sera rejetée, avec le risque de première espèce α , si :

$$|F| > k \text{ avec } k / P(F > k) = \alpha$$

Si F est supérieur à la valeur critique k, le facteur a une influence significative. Par contre si ce n'est pas le cas, rien ne peut être conclu, le test ne prouve rien.

Hypothèse testée	Variable de décision	Limite d'acceptation de la variable de décision
Effet principal de A nul	$F_A = \frac{CM_A}{CM_e}$	$F_{1-\alpha} [(p_a-1), p_a \cdot p_b \cdot (n-1)]$
Effet principal de B nul	$F_B = \frac{CM_B}{CM_e}$	$F_{1-\alpha} [(p_b-1), p_a \cdot p_b \cdot (n-1)]$
Interaction AxB nulle	$F_{AB} = \frac{CM_{AB}}{CM_e}$	$F_{1-\alpha} [(p_a-1)(p_b-1), p_a \cdot p_b \cdot (n-1)]$

Tableau 3-2 : Récapitulatif des hypothèses testées, des variables de décision correspondantes et de la valeur critique k (limite d'acceptation de la variable de décision).

Il est également possible de tester les effets simples de chaque facteur dans le cas d'interaction. Tester les effets simples permet de démêler une interaction pour déterminer à quel niveau d'un facteur un autre facteur exerce ses effets. Le principe de calcul est le même que précédemment, les variances

et les carrés moyens sont calculés en considérant les cellules au niveau d'un facteur tout en ignorant les autres niveaux de ce facteur.

Dans chaque cas, il est possible de calculer la taille de l'effet. Elle permet d'exprimer le pourcentage de la variabilité de la variable quantitative qui peut être expliquée par les différents facteurs. La taille de l'effet se calcule à partir du coefficient Eta-carré (η^2) :

$$\eta_A^2 = \frac{S_A^2}{S_t^2} \text{ s'interprétant comme le pourcentage de variabilité liée à l'effet du facteur A}$$

L'Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) fait partie des méthodes descriptives multidimensionnelles linéaires. Elle permet d'explorer la structure des données en tenant compte de leur caractère multidimensionnel. Nous considérons un ensemble de n individus caractérisés par p variables. L'ensemble des données est donc contenu dans une matrice de taille (n,p) . Y a-t-il un espace de dimension inférieure à p dans lequel les n individus soient correctement représentés ? Cela revient à chercher un espace de représentation des individus de taille plus petite mais pour lequel la perte d'information serait minimale, c'est-à-dire que la déformation de la distance entre les individus est minimale. L'ACP construit ce nouvel espace en remplaçant les variables initiales corrélées, par de nouvelles variables. Ces nouvelles variables sont les composantes principales, combinaisons linéaires des variables initiales, et sont non corrélées entre elles. Ces nouvelles variables sont construites en essayant de représenter le maximum de la variance initiale des données. Cependant la réduction de la dimension n'est possible que s'il y a redondance entre les variables initiales. Si ces dernières sont indépendantes, ce qui est un résultat, l'ACP ne parviendra pas à réduire la dimension du nuage. En résumé, l'ACP construit de nouvelles variables, sans réalité physique et fournit des représentations graphiques permettant de visualiser les relations entre variables ainsi que l'existence éventuelle de groupes d'individus ayant des caractéristiques proches ou de groupes de variables. Saporta (2006) détaille les différentes étapes de calcul et le lecteur pourra s'y reporter. Nous présentons uniquement les principales étapes et caractéristiques de l'ACP.

La première étape consiste à centrer-réduire les données initiales (utile lorsque les variables ne s'expriment pas dans les mêmes unités). L'ACP repose sur le choix d'une métrique (généralement la matrice unité) qui servira à déterminer les distances entre les individus dans l'espace des variables initiales. Si les données ne sont pas centrées-réduites, la métrique choisie est généralement la matrice de Mahalanobis (matrice diagonale dont les termes sont les inverses des variances des variables). Comme dans le cas des données centrées-réduites, la distance entre les individus ne dépend alors plus des unités de mesure. Cette métrique (ou centrer-réduire les données initialement) donne à chaque caractère la même importance quelle que soit sa dispersion.

La seconde étape consiste à construire la matrice de variance-covariance des variables, qui correspond à la matrice de corrélation dans le cas où les données sont centrées-réduites et la métrique choisie est la métrique unité. Cette matrice résume la structure des dépendances linéaires entre les p variables prises 2 à 2.

Le sous-espace de dimension réduite recherché est déterminé par les vecteurs propres de cette matrice de corrélation, triés par ordre décroissant en fonction de leur valeur propre associée. Ainsi, les composantes principales sont des combinaisons linéaires des variables initiales. La variabilité des données exprimée par une composante principale est égale à la valeur propre associée à cette composante.

Se pose alors la question du choix du nombre de vecteurs propres à retenir. Ce point essentiel n'a pas de solution rigoureuse. Le critère empirique le plus connu est le critère de Kaiser, qui consiste, lorsque nous travaillons sur des données centrées-réduites, à retenir les composantes principales aux valeurs propres supérieures à 1. Cependant le seuil de 1 ne peut être considéré comme absolu. Ainsi Saporta (2006) recommande « *de détecter sur le diagramme de décroissance des valeurs propres l'existence d'un coude séparant les valeurs propres utiles de celles qui sont peu différentes entre elles et n'apportent pas d'information* ». Puisque la valeur propre associée à une composante principale est la variance expliquée par cette composante, le nombre de composantes principales pertinentes pour reconstruire les données initiales avec une perte minimale d'information peut être déterminé en considérant la somme des valeurs propres donc des variances expliquées. En sommant sur les q premières composantes, nous déterminons le pourcentage de variance expliquée. Ceci peut constituer un critère pour déterminer le nombre d'axes principaux à retenir.

Finalement, comment interpréter ces axes principaux qui n'ont pas de signification physique ? Pour cela, il est possible de calculer les coefficients de corrélation linéaire entre les composantes principales et les variables initiales. Dans notre cas de données centrées-réduites, ces coefficients sont égaux à la racine de la valeur propre de l'axe. Dire que la composante c_1 est très corrélée avec une variable x_j signifie que les individus ayant une forte coordonnée positive sur l'axe 1 sont caractérisés par une valeur de x_j nettement supérieure à la moyenne (l'origine des axes principaux correspondant au centre de gravité des individus). Il est également possible de calculer la contribution de chaque individu à la construction d'un axe. Il n'est pas souhaitable qu'un individu ait une contribution trop importante sur une des premières composantes, cela signifiant que cette composante reflète essentiellement le comportement particulier de cet individu.

3.1.2. La fouille de données

L'exploration de données (ou fouille de données, ou encore en anglais « data mining ») consiste à extraire un savoir à partir d'un grand nombre de données, par des méthodes automatiques ou semi-automatiques, puis à utiliser ce savoir dans des modèles prédictifs. A la différence de l'analyse des données par des méthodes statistiques, la fouille de données ne repose pas sur des hypothèses initiales. Elle se situe à la croisée des méthodes statistiques, de l'intelligence artificielle et de la gestion de bases de données et réalise un arbitrage entre validité scientifique, facilité d'interprétation des résultats et facilité d'utilisation de ces résultats. Parmi les méthodes de fouille de données, nous pouvons citer : les classifications, les arbres de décision, les régressions (linéaire, linéaire multiple, logistique), l'analyse discriminante, les cartes auto-adaptatives (Kohonen), les algorithmes génétiques, les réseaux de neurones, etc....Généralement des méthodes de réduction de données, telles que l'ACP, sont utilisées en amont de ces méthodes afin de réduire le volume de données à une taille plus petite, épuré de ce qui est considéré comme de l'information non pertinente (bruit). Nous présentons deux méthodes de fouille de données : une méthode linéaire, l'Analyse Factorielle Discriminante (AFD) et une méthode non linéaire, le Réseau de Neurones (RN). La comparaison de ces deux méthodes est proposée au chapitre 6.

L'Analyse Factorielle Discriminante (AFD)

En météorologie, l'AFD a été récemment utilisée par Ghosh et al. (2004) pour la classification des journées tempétueuses à Calcutta et Mercer et al. (2008) l'ont utilisée pour la modélisation statistique des vents extrêmes le long des pentes du relief à Boulder. Auparavant, cette technique a été utilisée comme outil pour la prévision par Miller (1962), Lawson and Cerveny (1985), Ward and Folland (1991) et Sanchez et al. (1998).

L'AFD est un outil classique pour i) détecter les variables dans un ensemble de données qui permettent de discriminer k groupes et ii) pour classer de nouvelles situations dans les différents groupes déterminés avec une meilleure probabilité de bon classement que le hasard. Nous l'utilisons essentiellement comme une méthode géométrique Elle ne repose alors sur aucune hypothèse probabiliste. Dans le premier cas, l'intérêt de l'AFD est d'identifier de nouvelles variables qui permettent de mieux séparer des groupes de données. Ces nouvelles variables sont des combinaisons linéaires des variables initiales et sont appelées « axes discriminants » ou « facteurs discriminants ». Ils sont non corrélés deux à deux. L'AFD est une ACP particulière puisque réalisée sur les centres de gravité des différents groupes composant les données. Il s'agit de trouver l'espace de représentation dans lequel la distinction entre les groupes sera la plus évidente. Ceci est illustré sur la figure 3-1.

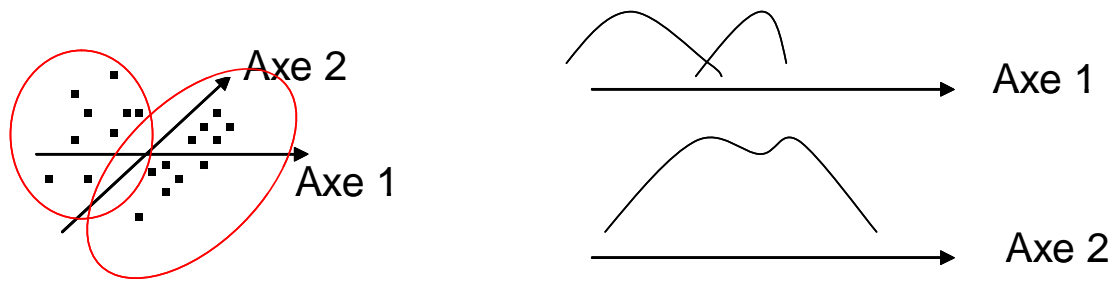


Figure 3-1 : Représentation d'un des objectifs de l'analyse factorielle discriminante : la recherche d'axe permettant de distinguer au mieux des groupes de données.

Sur la figure 3-1, à gauche, les individus peuvent être a priori regroupés en deux groupes (cercles rouges). À droite la distribution de ces individus est représentée sur chaque axe. Sur l'axe 1, deux maxima de la fonction de distribution sont distinguables, ce qui n'est pas le cas pour l'axe 2. L'AFD considèrerait alors l'axe 1 comme le facteur discriminant. De manière générale, si les données sont réparties en k groupes, le principe de l'AFD consiste à trouver les $(k-1)$ axes qui maximisent les distances entre les centres de gravité des k groupes tout en minimisant la dispersion des individus autour du centre de gravité du groupe. Le deuxième intérêt de l'AFD consiste à affecter un individu dont le groupe est inconnu à un des k groupes. L'affectation se fait au groupe en minimisant la distance de Mahalanobis entre les centres de gravités et les coordonnées de l'individu.

Sans détailler les équations que le lecteur trouvera là encore dans Saporta (2006), les étapes de calcul sont présentées ci-dessous.

Connaissant la répartition de n individus dans k groupes d'effectifs n_k , la première étape consiste à déterminer les centres de gravité de ces groupes et leurs matrices de variance-covariance W_k décrivant la dispersion à l'intérieur du groupe k .

Puis, la dispersion intra-groupe (W) totale est définie (à un facteur près) par la somme du produit des effectifs par les matrices de variances-covariances. La dispersion des centres de gravité est déterminée (à un facteur près) par la matrice de covariance inter-groupes B (matrice de variance des k centres de gravité). La dispersion totale des individus est obtenue par la matrice de variance-covariance totale V . En vertu du théorème de Huyghens, $V = B+W$.

La recherche des axes discriminants par la maximisation de la variance inter-classe et la minimisation de la variance intra-classe consiste à trouver les vecteurs propres de la matrice $V^{-1}B$. Les facteurs discriminants correspondent alors aux vecteurs propres associés aux valeurs propres classées par ordre décroissant. Nous remarquerons que $V^{-1}B$ n'est pas une matrice symétrique, à la différence de la matrice de corrélation de l'ACP. La recherche des vecteurs propres et des valeurs propres associées doit faire appel à des algorithmes qui tiennent compte de ce fait. La valeur propre λ associée

à un vecteur propre indique le pouvoir discriminant de l'axe et est reliée à la variance inter-classe (μ) de la fonction discriminante par :

$$\lambda = \frac{\mu}{1 + \mu}$$

λ correspond à la part de variance inter-classe que représente la fonction discriminante dans la variance totale. Nous avons toujours $0 \leq \lambda \leq 1$ car λ est la quantité à maximiser. Le cas $\lambda=1$ correspond au cas où il y a discrimination parfaite des k groupes. Le cas $\lambda=0$ correspond au cas où le meilleur axe ne permet pas de séparer les centres de gravité, c'est le cas où ces derniers sont confondus dans le plan de projection. Les nuages de points sont donc concentriques et aucune séparation linéaire n'est possible.

Les variables présentant le plus fort coefficient de corrélation (en valeur absolue) entre les variables et les axes discriminants seront interprétées comme les plus discriminantes des différents groupes.

Bien entendu, la recherche d'axes discriminants puis l'interprétation de ces derniers n'a de sens que si les groupes sont effectivement discernables dans l'espace de représentation initial. Il nous faut donc initialement apprécier dans quelle mesure les centres de gravité des groupes sont distincts. En d'autres termes, il s'agit de vérifier si la part de B dans l'équation $V=B+W$ est assez importante pour être décomposée. Cela est réalisé au préalable à l'AFD par un test du Lambda de Wilks (se rapporter à Saporta, 2006) ou, une fois l'AFD réalisée, en déterminant la proportion de variance finale expliquée par les fonctions discriminantes.

Dans la situation où deux groupes sont à distinguer, l'AFD peut se ramener numériquement à une régression linéaire multiple. Cependant, l'AFD correspond plus à une démarche qualitative alors que la régression linéaire multiple correspond à une démarche plus quantitative. De plus, dans le cas d'une AFD sur deux groupes, les hypothèses habituelles de la régression ne sont pas vérifiées. Les tests de significativité des résultats, les statistiques sur les erreurs des coefficients ne sont donc pas applicables.

Les réseaux de neurones (RN)

Les RN ont une cinquantaine d'années (Rosenblatt, 1958) mais ne sont vraiment utilisés que depuis seulement 15-20 ans. Ils ont été beaucoup utilisés dans différents domaines (Lau and Widrow, 1990 ; Frankel et al., 1990 ; Elsner and Tsonis, 1992 ; Masters, 1993 ; Frankel et al., 1995 ; Ripley, 1996 ; Bishop, 1996). Une revue de leurs applications dans le domaine des sciences atmosphériques est faite par Gardner and Dorling (1998), Marzban (2000, 2002) et Marzban and Witt (2001). Manzato (2005)

a utilisé le RN et l'AFD avec des données de radiosondages en entrée pour prédire à court terme les tempêtes. La comparaison des deux méthodes suggère que l'utilisation du RN fournit généralement de meilleur résultat. Bankert (1994), Peak and Tag (1994) et Pankiewicz (1995) l'utilisent pour la classification des nuages ; Verdecchia et al. (1996) pour la détection des blocages atlantiques et Lee et al. (1990), Peak and Tag (1992) et Peak and Tag (1994) pour l'analyse des images satellitaires. D'autres auteurs ont appliqué les RN comme modèles de prédiction (Tang et al., 1994 ; Kuligowsky and Barros, 1998 ; Tangang et al., 1998). La communauté climatique a également adopté les RN comme un outil de descente d'échelle : des variables grandes échelles aux échelles régionales (Hewitson and Crane, 1992 ; Cavazos, 1997 ; Trigo and Palutikof, 1999). Ces applications montrent que le RN fournit une méthodologie intéressante pour extraire les caractéristiques principales d'un ensemble de données bruitées. Les avantages et les inconvénients du RN par rapport à d'autres techniques scientifiques sont discutés dans Marzban and Stumpf (1996). Malgré l'utilisation de plus en plus répandue du RN, peu de comparaisons avec des méthodes linéaires ont été faites. Cependant Gardner and Dorling (1999), McGinnis (1994), Navone and Ceccatto (1994) and Weichert and Bürger (1998) notent simplement que l'utilisation du RN donne de meilleurs résultats.

Le perceptron multicouche, un type de réseaux de neurones (RN), a les mêmes objectifs que l'AFD. La différence entre les deux méthodes réside dans l'utilisation de combinaisons non linéaires des variables initiales pour classer les individus en plusieurs groupes. Le perceptron multicouche, désigné par RN dans la suite, est un outil statistique documenté dans tous les livres relatifs aux algorithmes neuromimétiques (par exemple Bennani, 2006). Nous présentons ce qu'est un RN employé dans les perspectives qui sont les nôtres, à savoir l'extraction de connaissances d'un ensemble de données puis l'utilisation en mode prédictif.

Le RN employé est composé de trois couches de cellules : la couche d'entrée, la couche cachée et la couche de sortie, comportant chacune plusieurs cellules (neurones), comme représentées sur la figure 3-2. L'état de chaque neurone est un nombre réel appelé activation (x_i , u_j ou v_k). Chaque neurone de la couche d'entrée ou de la couche cachée est relié à un autre neurone de la couche suivante par un nombre réel pondérant la connexion (w_{ij}). Les données d'entrée sont généralement normalisées (soit ramenées dans l'intervalle [0-1] soit centrées-réduites) afin que la gamme de variation des données soit la même pour toutes, quelque soit leur unité d'origine. Dans notre cas, les données seront ramenées entre 0 et 1.

Les données sont présentées aux neurones d'entrée, un individu après l'autre. Le neurone prend alors la valeur x_i de la variable d'entrée qui le concerne (activation du neurone). Il y a autant de neurones d'entrée que de variables initiales. La connexion pondérée envoie ensuite le signal des neurones d'entrée vers les neurones de la couche cachée. Un neurone d'entrée supplémentaire, dont

l'activation est constante et fixée à 1, est ajouté. C'est le biais, qui est également transmis de manière pondérée aux neurones cachés.

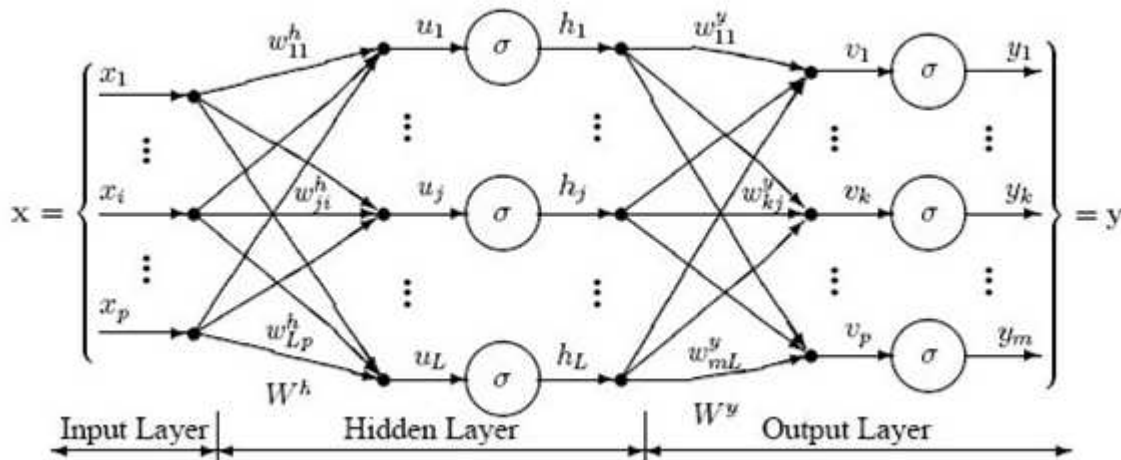


Figure 3-2 : Exemple de réseau de neurones composé de trois couches : la couche d'entrée (input layer), la couche cachée (hidden layer) et la couche de sortie (output layer). Chaque neurone de chaque couche est connecté aux autres neurones de la couche suivante par des connexions pondérées (w_{ij}).

Les données d'entrée des neurones cachés correspondent donc à une somme pondérée des variables d'entrée (u_j). Chaque neurone de la couche cachée réalise ensuite une transformation non-linéaire mais dérivable de son entrée avec une fonction de transfert σ (Fig. 3-2). Nous utiliserons la fonction logistique :

$$\sigma(t) = K \cdot \frac{1}{1 + a \cdot e^{-r \cdot t}} \text{ avec } K \text{ et } r \text{ des réels positifs et } a \text{ un réel quelconque}$$

Les résultats de cette fonction (h_j) sont transmis de manière pondérée vers les neurones de la couche de sortie. De nouveau, la contribution de chaque neurone caché est additionnée avec le poids de la connexion : c'est la valeur v_k sur la figure 3-2. Les neurones de la couche de sortie réalisent finalement une transformation linéaire de leurs entrées v_k et le résultat est considéré comme le résultat final y_k associé à l'individu présenté. Le nombre de neurones de la couche de sortie dépend du problème pour lequel le RN est utilisé. Dans notre cas, nous utiliserons 2 neurones de sortie (où il s'agira (chapitre 6) de discriminer 2 groupes). Nous considérerons qu'un individu appartient au groupe 1 si le résultat du premier neurone de sortie est 1 tandis que le résultat du deuxième est 0 (résultat (1,0)). Inversement si le résultat du premier neurone de sortie est 0 et celui du deuxième est 1 (résultat (0,1)), alors l'individu sera considéré comme appartenant au groupe 2. Ces résultats de sortie sont imposés lorsque nous présentons au RN un individu dont nous connaissons le groupe. C'est la phase d'apprentissage, où le RN détermine les poids des connexions en fonction des variables d'entrée et du groupe prescrit. La première tentative de détermination des poids n'aboutira pas au résultat (1, 0) mais par exemple à

(0.92, 0.20). L'algorithme de rétropropagation (Rumelhart et al., 1986a) est alors utilisé pour modifier les poids. La différence entre (0.92, 0.20) et (1, 0), (-0.08, +0.20), suggère que tous les poids contribuant à augmenter les valeurs des sorties sur le premier neurone doivent être augmentés et tous les poids contribuant à augmenter les valeurs de sortie sur le deuxième neurone doivent être diminués. La modification des poids se fait par rétropropagation en modifiant d'abord les poids entre la couche cachée et la couche de sortie puis entre la couche d'entrée et la couche cachée.

Ce processus est ensuite réitéré avec un nouvel individu jusqu'à ce que les poids se stabilisent. Il y a une forte analogie entre la rétropropagation et une démarche d'assimilation. Généralement les itérations sont arrêtées lorsque l'erreur quadratique moyenne atteint une valeur résiduelle. Dans notre cas, nous stoppons l'algorithme de rétropropagation au bout de 2.000.000 itérations (nombre fixé après plusieurs tests sur plusieurs jeux de variables).

L'architecture des RN (nombre de neurones sur la couche cachée, fonction de transformation, nombre d'itérations, etc) dépend beaucoup du problème pour lequel ils sont utilisés. L'architecture optimale est habituellement définie comme le plus petit réseau qui parvient à déterminer les liens entre les variables d'apprentissage (Stanley, 1988 ; Shepard, 1990 ; Caudill, 1991 ; Fletcher and Goss, 1993 ; Cheng and Titterington, 1994, Ripley, 1994 ; Wierenga and Kluytmans, 1994 ; Venugopal and Baets, 1994). Maier and Dandy (2000) et Manzato (2005) font une revue des différentes caractéristiques que les réseaux peuvent prendre en fonction des problématiques et des différentes étapes nécessaires à suivre pour l'élaboration d'un réseau. Dans la plupart des cas, et en particulier pour notre étude, le nombre de couches cachées est fixé à 1. Hornik et al. (1989) ont en effet montré qu'un RN avec une seule couche de neurones cachés pouvait approximer n'importe quelle fonction, du moment que suffisamment de degrés de libertés étaient fournis (en choisissant le nombre de neurones sur cette couche). Le nombre de neurones de la couche cachée est équivalent au nombre de variables indépendantes dans une régression. Un faible nombre de neurones sur la couche cachée limite le succès de la phase d'apprentissage (Stanley, 1988), tandis qu'un nombre trop important conduit à du sur-apprentissage (Fig. 3-3). La recherche du nombre optimum de neurones cachés est discutée dans Maren et al. (1990) et Rojas (1996). Le sur-apprentissage peut être défini comme un apprentissage parfait des données utilisées lors de la phase d'apprentissage, puis une incapacité à déterminer correctement le groupe d'un individu qui n'aurait pas été utilisé lors de cette phase. Dans le cas du sur-apprentissage, chaque neurone supplémentaire sur la couche cachée permet d'approcher plus précisément les données d'entrée mais sans raison physique.

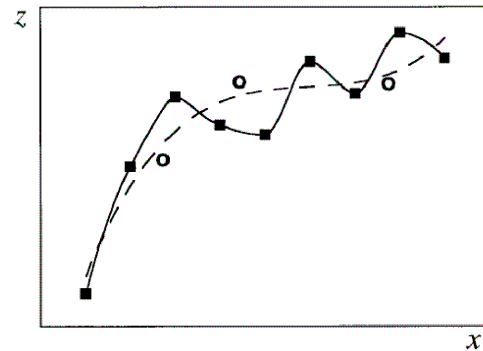


Figure 3-3 : Illustration du sur-apprentissage. Les données utilisées pour l'apprentissage sont représentées par les carrés, les données utilisées pour la validation avec des cercles. La ligne pointillée montre un bon apprentissage du réseau qui filtre le bruit et permet une bonne validation. La ligne pleine met en évidence un sur-apprentissage : le réseau apprend parfaitement les données utilisées en apprentissage mais est incapable d'approcher les données de validation.

La littérature propose différentes façons de déterminer le nombre de neurones à considérer sur la couche cachée (Caudill, 1991 ; Cheng and Titterington, 1994 ; Ripley ; 1994). Fletcher and Goss (1993) obtiennent leurs meilleurs résultats en faisant varier le nombre de neurones cachés entre $(2n+1)$ et $(2\sqrt{(n+m)})$ où n est le nombre de neurones sur la couche d'entrée et m le nombre de neurones sur la couche de sortie. Selon Wierenga and Kluytmans (1994), le nombre de neurones cachés doit être égal au nombre de neurones en entrée, tandis qu'il doit être égal à 75% de ce nombre pour Venugopal and Baets (1994). La moyenne géométrique entre le nombre d'entrée et le nombre de sortie est proposée par Shepard (1990) et la moyenne arithmétique est proposée par Stanley (1988). Nous choisissons la stratégie suivante : dans chacune des applications que nous faisons du RN, nous testons trois architectures différentes en faisant varier le nombre de neurones cachés de la moyenne arithmétique à la moyenne géométrique en passant par une valeur intermédiaire. Les résultats que nous présentons au chapitre 6 correspondent alors au RN optimisé. Le nombre de neurones de la couche d'entrée est déterminé par le nombre de variables qui expliqueront le mieux la classification que nous souhaitons mettre en place. Le RN parviendra en effet à n'utiliser que les variables les plus discriminantes en affectant des poids très faibles aux variables finalement non pertinentes. Cependant, si le but de l'utilisation du RN est également de comprendre les processus expliquant cette classification, il est recommandé de limiter le nombre de variables en les choisissant initialement à partir d'une connaissance a priori du phénomène. En effet, le RN fonctionne comme une boîte noire et il est difficile de comprendre « in fine » ce que le RN a appris, c'est-à-dire de mettre en évidence les caractéristiques non linéaires des relations entre variables discriminants les groupes.

En conclusion, le meilleur RN sera celui ayant la plus petite architecture permettant d'avoir une bonne capacité de généralisation. Pour certains, la capacité de généralisation est définie comme dépendante du rapport entre le nombre de données utilisées en apprentissage et le nombre de connexions (Weigend et al., 1990 ; Masters, 1993 ; Rogers and Dowla, 1994, Amari et al., 1997). Un

rapport trop petit conduit à un sur-apprentissage. Mais cette capacité de généralisation s'évalue également à partir de données dont le groupe est connu a priori, non utilisées lors de la phase d'apprentissage (Cheng and Titterington, 1994). Ces données sont présentées au RN une fois les poids calés. C'est la phase de validation. Les pourcentages de bon classement obtenus durant la phase de validation donnent une évaluation de la capacité de généralisation. Cependant, cette capacité de généralisation est fortement affectée par la variabilité des données utilisées dans la phase d'apprentissage et la phase de validation (Flood and Kartam, 1994 ; Minns and Hall, 1996). C'est pourquoi il est nécessaire de tester l'architecture du réseau sur plusieurs échantillons de données en apprentissage et en validation.

3.2. Les outils d'analyse géostatistique

Parmi les divers outils d'analyse géostatistique existants, nous utilisons plus particulièrement le variogramme, le diagramme de Hovmuller (ou RTI pour Range Time Indicator) et l'analyse lagrangienne. Le RTI et l'analyse lagrangienne ont été développés par Miniscloux et al. (2001) puis utilisés par Yates (2006). Nous reprenons succinctement leurs descriptions de ces deux outils.

3.2.1. Variogrammes

Le variogramme est utilisé pour déterminer la structure de liaison d'une variable dans l'espace entre deux points distants de h . Le variogramme est donc l'écart quadratique moyen en fonction de la distance entre les points d'appui et se calcule avec l'équation Eq.3-3.

$$\gamma(\vec{h}) = \frac{1}{2N} \sum_{i=1}^N (z(x_i + \vec{h}) - z(x_i))^2 \quad (\text{Eq.3-3})$$

avec N le nombre de mesures (issues d'une série temporelle en un point, ou simultanées mais en différents points du domaine) notées $z(x_i)$, x_i étant la position et \vec{h} l'incrément de distance entre deux points.

Il est également possible de déterminer le variogramme 2D dans une fenêtre de taille donnée. Soit (X, Y) les coordonnées relatives des points dans une fenêtre glissante $([-X_{\max}, X_{\max}], [-Y_{\max}, Y_{\max}])$ centrée en (x_w, y_w) . Le variogramme 2D s'exprime par l'équation Eq.3-4 :

$$v_R(X, Y) = \frac{1}{2N_{X,Y}K} \sum_{k=1}^K \sum_{w=1}^{N_{X,Y}} [z((x_w, y_w), k) - z((x_w + X, y_w + Y), k)]^2 \quad (\text{Eq.3-4})$$

Avec $N_{X,Y}$ le nombre de couples de points disponibles lorsque la fenêtre glisse et K le nombre d'observations disponibles. Par parité de la fonction, la carte des valeurs du variogramme 2D est symétrique par rapport à l'origine de la fenêtre. L'avantage du variogramme 2D est qu'il apporte plus d'informations sur l'anisotropie d'un champ que le variogramme classique car il ne tient pas seulement compte de la distance entre deux points mais également de leur position dans l'espace.

3.2.2. Range Time Indicator / diagramme de Hovmuller

Pour étudier la dynamique de la pluie, nous utilisons le diagramme de Hovmuller (ou Range Time Indicator (RTI)), illustré sur la figure 3-4. Considérons un transect de pluie au temps T_1 , puis ce même transect au temps T_2 et ainsi de suite sur un nombre de pas de temps choisi. Ces différents transects sont ensuite reportés sur un même diagramme (le RTI) avec en abscisse la distance le long du transect et en ordonnée les pas de temps. Le RTI donne ainsi une idée du déplacement des cellules au cours du temps.

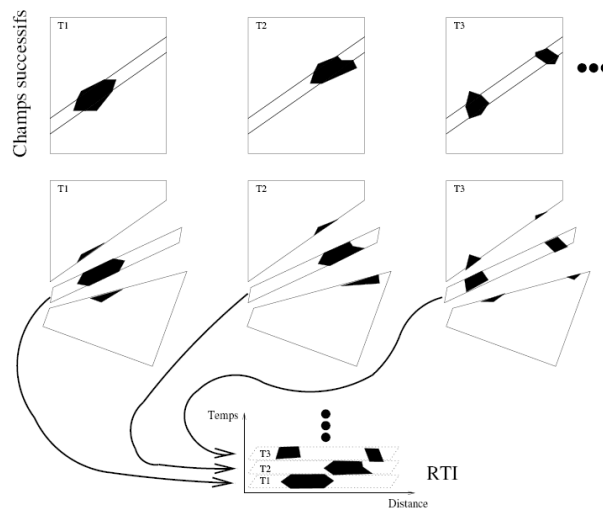


Figure 3-4 : (Extrait de Yates (2006)). Principe d'élaboration d'un diagramme de Hovmuller (ou Range Time Indicator (RTI)).

Il est également possible de tracer le variogramme 2D du RTI. La valeur moyenne quadratique du gradient de pluie dans une fenêtre glissante souligne l'auto-corrélation du processus dans le temps et dans l'espace. Elle permet d'évaluer les propriétés dynamiques des cellules. Les minima locaux indiquent la position spatio-temporelle des cellules pluvieuses les unes par rapport aux autres. La largeur (selon l'axe du temps) de ces minima locaux, à coordonnée de distance fixée, donne une

indication de la durée de la période pluvieuse (d sur la figure 3-5). A pas de temps fixé, la longueur des minima (suivant l'axe des distances) indique la longueur spatiale de la cellule (a sur la figure 3-5). La période de régénération des cellules (b sur la figure 3-5) correspond au temps lu entre deux minima (sur l'axe vertical, à distance fixée). Finalement, en se déplaçant vers les temps et les distances croissantes, il est possible de déterminer la vitesse d'advection des cellules (cotangente de c sur la figure 3-5). Elle correspond à la pente de la droite passant par les minima.

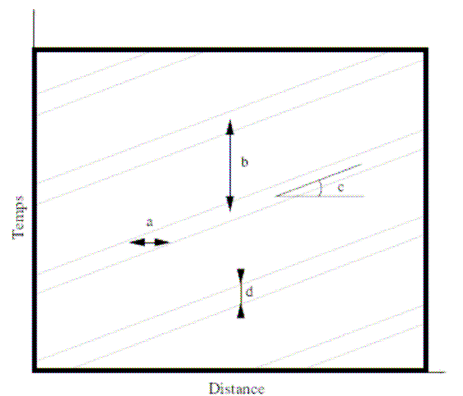


Figure 3-5 : (Extrait de Yates (2006)). Description des informations apportées par le variogramme d'un RTI : a = longueur d'une cellule pluvieuse, b = temps de régénération des cellules, c = on accède à la vitesse d'advection par la cotangente de l'angle et d = durée d'une averse en un point.

3.2.3. Analyse lagrangienne

Pour permettre une étude statistique de l'environnement des cellules pluvieuses, nous utilisons la méthode basée sur l'extraction de moyennes lagrangiennes sous les points de déclenchement des cellules pluvieuses. La distribution dans l'espace des cellules de pluies et leur relation avec la topographie sous-jacente ou avec certaines caractéristiques dynamiques (zone de convergence, par exemple) est analysée par rapport à la position des cellules et non pas dans le système de coordonnées physiques du domaine. Cette approche a deux avantages : i) mettre en évidence la relation statistique entre point de déclenchement (cellule de pluie) et relief (ou autres caractéristiques dynamiques) et ii) renseigner sur la forme du champ pluvieux moyen autour de ces points de déclenchement.

Qu'est ce qu'une *cellule de pluie* ? C'est un ensemble de pixels connectés présentant une valeur de pluie supérieure à un seuil. La cellule étant identifiée, il est ensuite possible de déterminer sa surface, son élongation et son orientation. L'algorithme d'identification des cellules est celui de Rosenfeld (1969). Les contours contenant moins de 6 pixels ne sont pas retenus dans l'analyse afin d'exclure les cellules trop petites.

Qu'est ce qu'un *point de déclenchement* ? Ce point de déclenchement défini pour l'analyse lagrangienne n'a pas de réalité météorologique. Il s'agit d'une origine commune à toutes les cellules pluvieuses du repère lagrangien : dans cette étude, le point de déclenchement est choisi comme étant l'extrémité sud du grand axe de la cellule (plus grand segment inclus dans la cellule).

Qu'est ce qu'une *moyenne lagrangienne* ? L'établissement des moyennes lagrangiennes consiste à enregistrer un champ sur des fenêtres (de taille fixée) ayant pour origine les points de déclenchement et à faire ensuite une moyenne de ces champs sur toutes les fenêtres. Le calcul de la moyenne lagrangienne est donné par l'équation 3-5 et illustré par la figure 3-6 ; le calcul du dénivelé lagrangien est donné par l'équation 3-6 :

$$M(X, Y) = \frac{1}{N_d} \sum_{(x, y) \in E_d} (F(x + X, y + Y)) \quad (\text{Eq.3-5})$$

$$D(X, Y) = \frac{1}{N_d} \sum_{(x, y) \in E_d} (F(x + X, y + Y) - F(x, y)) \quad (\text{Eq.3-6})$$

où M est la moyenne lagrangienne, D le dénivelé lagrangien, X et Y les coordonnées dans la fenêtre lagrangienne, N_d le nombre de points de déclenchement, E_d l'ensemble des points de déclenchement dans le domaine physique et F le champ que nous étudions.

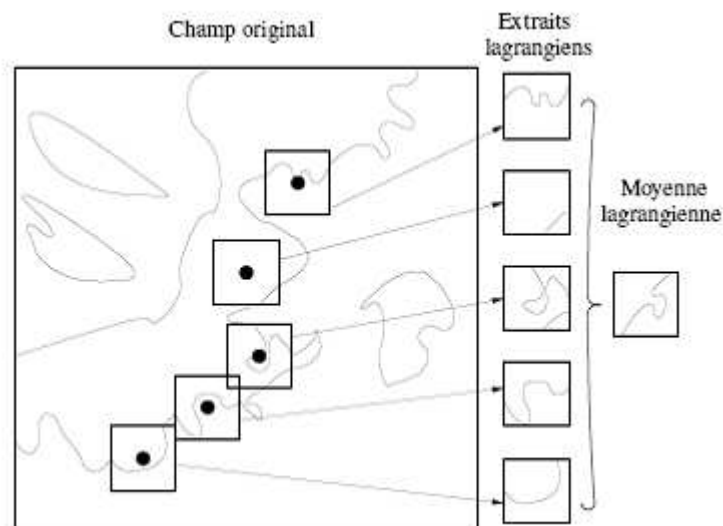


Figure 3-6 : (Extrait de Yates (2006)). Principe de calcul de la moyenne lagrangienne. A gauche les isocontours sont ceux du champ dont nous voulons faire l'exploration lagrangienne (relief, convergence,...), sous les points de déclenchement (points noirs), dans une fenêtre de la taille des carrés représentés autour des points de déclenchement. Le champ est extrait sur les fenêtres (« extraits lagrangiens ») et ces extraits sont ensuite moyennés pour donner la moyenne lagrangienne.

3.3. Le modèle météorologique MesoNH

En complément des outils d'analyse statistique, nous utilisons le modèle numérique de meso-échelle MesoNH pour identifier les processus atmosphériques associés aux phénomènes étudiés.

Le modèle MesoNH est le modèle météorologique développé par le CNRM (Centre National de Recherche Météorologique) et le LA (Laboratoire d'Aérodynamique) (Lafore et al., 1998). C'est un modèle tridimensionnel, anélastique, non-hydrostatique et à meso-échelle :

Meso-échelle ? Le modèle est capable de simuler des phénomènes atmosphériques allant de l'échelle meso-alpha (phénomènes de taille comprise entre 200 et 2000km (Orlanski, 1975)) à la micro-échelle (phénomènes de taille inférieure à 2km).

Non-hydrostatique ? L'accélération verticale est explicitement résolue. Les variations de vitesse verticale dans le temps sont fonction d'un terme de pression et d'un terme de flottabilité.

Anélastique ? L'approximation anélastique consiste à éliminer les ondes acoustiques du système, liées au terme de fluctuation de la pression. L'atmosphère est considérée comme un fluide incompressible.

Les équations principales gouvernant l'évolution de l'atmosphère sont : l'équation de quantité de mouvement, l'équation de l'énergie, la conservation de l'humidité, l'équation de conservation de la masse. Elles sont décrites en détail dans la documentation scientifique de MesoNH sur le site : <http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh/>. Les variables pronostiques de MesoNH sont la pression, les trois composantes du vent, la température potentielle, l'énergie cinétique turbulente, les rapports de mélange en vapeur d'eau, eau liquide nuageuse, eau liquide précipitante, glace primaire, neige et grésil (dans le cas d'un schéma de microphysique froide).

Les phénomènes physiques inférieurs à la taille de la maille ne peuvent pas être résolus explicitement à partir des équations. Ces phénomènes sont alors paramétrés. Les principales paramétrisations concernent la microphysique, la turbulence, la convection, les schémas de sol.

La version de MesoNH utilisée est la Masdev4.7.3 installée à l'IDRIS. Nous utilisons le grid-nesting avec deux modèles emboîtés : le modèle père à 4km de résolution et le modèle fils à 1km de résolution. Le grid-nesting permet d'exécuter une simulation bien résolue sur un domaine géographique d'intérêt tout en réduisant le coût en temps de calcul de la simulation, en exécutant une simulation sur un domaine plus étendu géographiquement mais avec une maille plus grossière. Le relief de ces domaines est représenté figure 3-7, il est issu de la base GTOPO30 (résolution ~1km). Le

grid-nesting est utilisé dans sa configuration *two-way* : les champs du modèle père fournissent les conditions aux limites du modèle fils et sont « rappelés » vers la moyenne des champs du domaine fils, y compris pour les champs de surface (précipitations instantanées et cumulées). Les coordonnées horizontales sont projetées selon une projection conforme. La coordonnée de Gal-Chen et Sommerville (1975) est utilisée sur la verticale. Cette coordonnée suit le relief près du sol et est horizontale au sommet de la grille. Pour nos simulations, la résolution verticale varie de quelques dizaines de mètres près du sol jusqu'à 1km au sommet du modèle. Près du sol la maille vaut 60m et augmente progressivement de 10% en fonction de l'altitude jusqu'à atteindre 1km (technique du *stretching*). Le domaine vertical comporte 45 niveaux, jusqu'à une couche d'absorption des ondes de gravité. Enfin, nous considérons les conditions aux limites ouvertes.

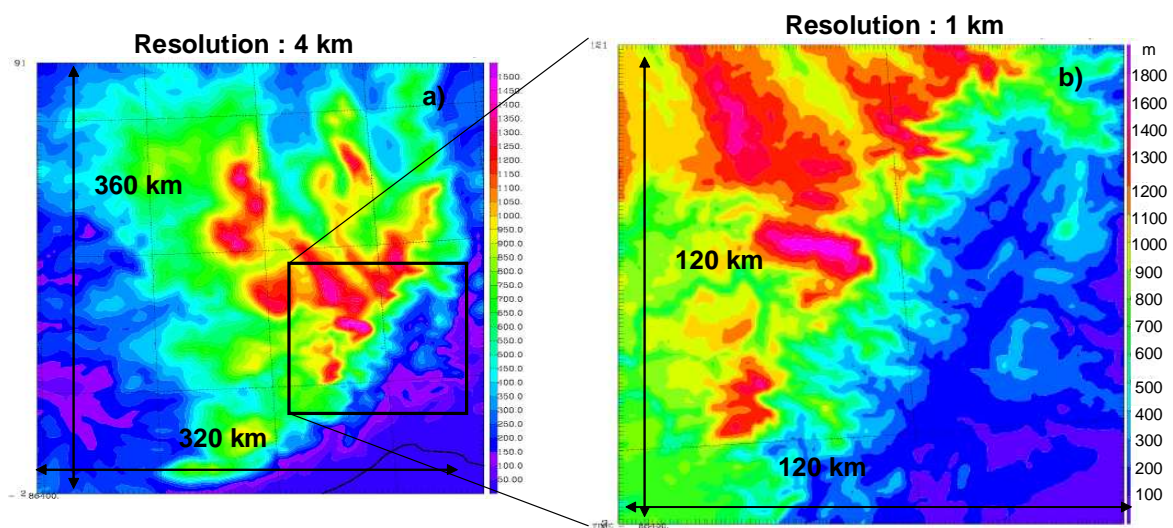


Figure 3-7: a) relief du domaine père et b) du domaine fils utilisés dans nos simulations.

Les principales configurations et paramétrisations utilisées sont résumées dans le tableau 3-3.

Explicitons ces paramétrisations :

ISBA : Ce schéma paramétrise les échanges entre la surface et l'atmosphère.

Schéma de turbulence: Il repose sur une équation pronostique pour l'énergie cinétique turbulente d'échelle inférieure à la taille de la maille. Pour le domaine père (4km), la paramétrisation de la turbulence est unidirectionnelle (selon z) et la longueur de mélange utilisée est celle de Bougeault et Lacarrère (1989). Pour le domaine fils (1km), les processus turbulents se font selon les trois directions et la longueur de mélange est la même que celle utilisée dans le domaine père. La longueur de mélange de Bougeault et Lacarrère (1989) correspond à la distance que peut parcourir une particule ayant initialement une certaine énergie cinétique turbulente avant d'être stoppée par les effets de la flottabilité.

	Domaine père	Domaine fils
Résolution	4km	1km
Schéma de sol	ISBA (Noilhan and Planton, 1989)	
Schéma de turbulence	TKEL etBL89 (Bougeault and Lacarrère, 1989)	
	1D	3D
Schéma de convection	Kain-Fritsch-Bechtold	aucun
Schéma microphysique	ICE3 (Bougeault and Mascart, 2001)	
Résolution (en nombre de points) nx.ny.nz	80x90x45	120x120x45
Résolution verticale	60m (sol) → 1000m	
Résolution horizontale	4km	1km
Pas de temps	12s	3s

Tableau 3-3 : Paramétrisations et configurations utilisées lors des simulations.

Schéma de convection : Le schéma de convection de Kain and Fritsch (1993), adapté à MesoNH par Bechtold et al. (2001), est utilisé pour le domaine à 4km de résolution. Il permet de prendre en compte la convection sous maille (libération de la chaleur latente, transport de masse). Le déclenchement du schéma de convection profonde est fonction de l'instabilité locale et de la vitesse verticale de grande échelle. Le nuage convectif précipitant est représenté par un courant ascendant et un courant descendant avec prise en compte de l'entraînement et du déentraînement. La fermeture du schéma est basée sur l'hypothèse que toute l'énergie potentielle disponible (CAPE) est consommée en un temps donné. La convection profonde et la convection peu profonde sont paramétrisées à 4km, mais aucune paramétrisation n'est utilisée à 1km.

Schéma de microphysique : Le schéma microphysique utilisé est ICE3 (Caniaux et al., 1994 ; Pinty and Jabouille, 1998). Il gouverne les équations d'évolution du rapport de mélange de cinq hydrométéores : l'eau liquide nuageuse, l'eau liquide précipitante, la glace primaire, le grésil et la neige.

Schéma de rayonnement : Le schéma de rayonnement est l'ancien schéma du CEPMMT (Morcrette, 1991). Il calcule les flux radiatifs en prenant en compte l'absorption / l'émission du rayonnement grande longueur d'ondes et l'absorption / diffusion du rayonnement solaire par l'atmosphère et la surface terrestre. Dans nos simulations, le schéma de rayonnement ne sera appelé qu'au premier pas de temps.

Le modèle ainsi configuré a été validé par Yates et al. (2006) et les précipitations orographiques organisées en bandes ont été simulées avec succès par Cosma et al. (2002) et Anquetin et al. (2003).

L'initialisation de chaque simulation se fera à partir de radiosondages (la vitesse et la direction du vent, la température et la température de rosée exprimées à différents niveaux). Chaque simulation dure 24h. Deux heures supplémentaires sont simulées pendant lesquelles seulement certaines variables (précipitations totales cumulées et instantanées, température potentielle, rapport de mélange de l'eau nuageuse, composantes horizontales et verticales du vent) sont enregistrées au pas de temps de 5min. Sur les calculateurs de l'IDRIS, le temps CPU nécessaire est de 45 μ s environ par pas de temps et par point. Concrètement, réaliser une simulation complète de 24h + 2h nécessite 2 jours (nécessité de fragmenter le calcul en raison des règles de priorité d'usage du calculateur).

Synthèse de la partie I

La partie I a présenté le contexte et les outils utilisés. Au chapitre 1, nous avons précisé le vocabulaire employé et fait une revue bibliographique sur la répartition des précipitations en région montagneuse en expliquant les mécanismes à l'origine de ces pluies. Puis, la présentation de la région Cévennes-Vivarais, de sa climatologie et des événements pluvieux qui peuvent y avoir lieu a mis en évidence l'existence de précipitations orographiques organisées en bandes et associées à de la convection peu profonde. La revue des mécanismes associés à ces événements et des études de sensibilités à certaines variables atmosphériques pose la question des processus atmosphériques associés à ce type de précipitation et de leur contribution à la climatologie de la région Cévennes-Vivarais.

Le chapitre 2 présente les données utilisées : un ensemble de données pluviométriques, un ensemble de données météorologiques au sol et un ensemble de données de radiosondages. L'utilisation de réanalyses, SAFRAN et ERA40, sera également utile. Finalement nous utiliserons les classifications en types de temps d'EDF, de Météo-France et du LTHE. Nous montrons que ces ensembles de données sont très hétérogènes et la période temporelle couverte est différente pour chacun.

Le chapitre 3 présente finalement les outils utilisés pour l'analyse des précipitations orographiques. Il s'agit d'outils statistiques (analyse et fouille de données), de géostatistiques et de simulations numériques réalisées avec le modèle atmosphérique non-hydrostatique MesoNH. Nous illustrons tout l'intérêt d'une approche complémentaire des statistiques et des simulations pour la compréhension de processus physiques.

Deuxième Partie

MISE EN PLACE DE LA CLASSE DE TEMPS :

« CONVECTION PEU PROFONDE ORGANISEE EN BANDES »

Chapitre 4

Présentation des cas d'études

4.1.	<i>Un épisode de convection peu profonde organisée en bandes</i>	109
4.1.1.	Observation de deux évènements de convection peu profonde organisée en bandes.....	110
4.1.2.	Situation synoptique.....	110
4.1.3.	Radiosondage.....	112
4.1.4.	Observation du radar ANATOL.....	112
4.2.	<i>Un système convectif de meso-échelle : le 8-9 septembre 2002</i>	115
4.2.1	Situation synoptique.....	115
4.2.2	Radiosondage.....	116
4.2.3	Précipitations associées.....	117

La mise en place de la classe de temps « convection peu profonde organisée en bandes » repose sur la comparaison de deux évènements aux caractéristiques pluviométriques et aux processus physiques associés bien distincts, observés sur la région Cévennes-Vivarais. Le premier évènement est un évènement de convection peu profonde organisée en bandes. Le second évènement est associé à un système convectif de meso-échelle dont l'extension verticale est plus développée. Nous détaillons dans ce chapitre leurs caractéristiques dynamiques et pluviométriques.

4.1. Un épisode de convection peu profonde organisée en bandes

L'évènement de convection peu profonde organisée en bandes sur la région Cévennes-Vivarais a été observé lors de la campagne de mesures « Cévennes 86-88 ». Les observations ont eu lieu durant trois automnes consécutifs (1986-1987-1988). Trois évènements majeurs ont été enregistrés. En octobre 1986, le cumul maximum a atteint 240mm, l'intensité horaire maximum a été de 26mm.h⁻¹ et l'enregistrement radar a fonctionné pendant 18h. En novembre 1986, le cumul maximum sur 5 jours a été de 480mm, l'intensité horaire maximum de 33mm.h⁻¹ et l'enregistrement radar de 48h. Le dernier évènement est celui d'octobre 1987 avec un cumul maximum de 360mm, une

intensité horaire maximum de 60mm.h^{-1} et un enregistrement radar de 40h. Le lecteur pourra se référer à Faure (1993) et à Creutin et al. (1997) pour une analyse exhaustive des événements de l'expérience « Cévennes 86-88 » en termes de lames d'eau ou de distribution spatiale des pluies mesurées par le radar et par le réseau au sol.

4.1.1. Observation de deux événements de convection peu profonde organisée en bandes

Durant les événements de novembre 1986 et octobre 1987, l'analyse des images du radar ANATOL montre la coexistence d'une composante dynamique et d'une composante statique dans les champs de pluie. La composante dynamique est associée au passage d'un front froid. La composante statique correspond à des bandes de pluies confinées sur le relief et parallèles à la direction du vent. Ces bandes de pluies résultent de l'instabilité déclenchée par le relief dans le secteur chaud de la perturbation. Ce sont donc des précipitations orographiques, comme nous l'avons défini au chapitre 1. Elles sont associées à de la convection peu profonde. Parmi les quelques 150h d'enregistrements, approximativement 20 heures d'observations (16h le 14 novembre 1986 et 4h le 5 octobre 1987) ont été sélectionnées comme caractéristiques des précipitations en bandes associées à de la convection peu profonde (Miniscloux et al., 2001). Cette sélection repose sur trois caractéristiques relatives à la direction du vent et au champ de pluie : 1) un vent soutenu qui atteint 20m.s^{-1} au Mont Aigoual de direction constante (secteur sud) pendant plusieurs heures, 2) une masse d'air proche de la saturation et 3) des précipitations confinées sur le relief (secteur 3) et stationnaires.

4.1.2. Situation synoptique

Le type de temps rencontré durant les journées du 14 novembre 1986 et du 5 octobre 1987 s'apparente au passage du secteur chaud d'une perturbation dans laquelle souffle un fort vent de secteur sud, juste avant le passage du front froid. Ce flux est chargé en humidité par son passage au dessus de la mer Méditerranée et vient buter contre les contreforts du Massif Central. L'épisode du 13-15 novembre 1986 débute par l'installation d'un système dépressionnaire de 980hPa au sud de l'Islande associé à un front froid s'étendant de l'Angleterre au Golfe de Gascogne. Tandis que ce front est en cours de comblement, un deuxième front froid se prépare. L'avancée du système dépressionnaire est ralentie par les hautes pressions continentales et la dorsale méditerranéenne de l'Anticyclone des Açores. Le 14 novembre, le centre dépressionnaire se décale sur l'Irlande et dirige à l'avant du deuxième front froid un fort flux de S-SSE humide (le radiosondage de Nîmes révèle une humidité relative moyenne de 75% dans les basses couches de l'atmosphère (<5000m)) et instable à l'origine des précipitations orographiques (Fig. 4-1a). En altitude la progression du front

s'accompagne d'un flux de secteur sud-ouest (Fig. 4-1b). Ce système est associé à une anomalie de vorticité potentielle au dessus de l'Atlantique. Une anomalie de vorticité potentielle est corrélée avec l'occurrence des évènements de précipitations extrêmes dans le sud des Alpes (Massacand et al., 1998). Le 15 novembre 1986, l'anticyclone continental se déplace vers le sud-est et la dorsale de l'anticyclone des Açores a disparu. Le front froid se débloque en ondulant et finit par traverser la France en passant sur les Cévennes.

Le 5 octobre 1987, le schéma est approximativement le même. Plusieurs fronts froids, associés à une dépression de 980hPa au sud de l'Islande, ondulent sur l'Atlantique, bloqués dans leur progression par les hautes pressions continentales sur l'Europe de l'Est et par une dorsale méditerranéenne. A l'avant de cette zone, le vent souffle fortement de S-SSE (Fig. 4-1c-d). Juste avant le déblocage et le passage des fronts dans l'après-midi du 5 octobre, la situation est propice au développement de précipitations orographiques.

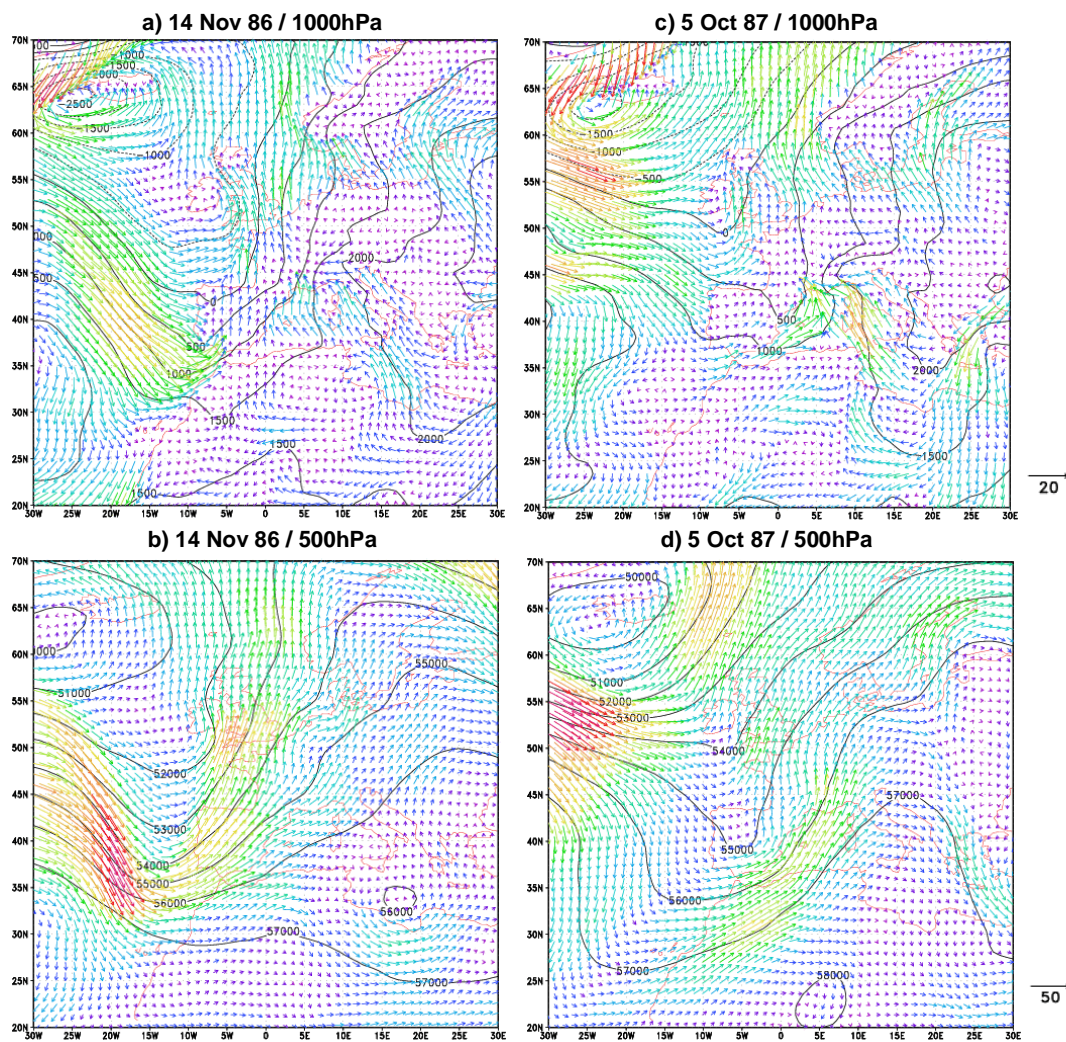


Figure 4-1 : Géopotentiel (courbe noire) à 1000 hPa avec le champ de vent (flèches colorées) à 1000hPa pour (a) le 14 novembre 1986 12h TU et (c) le 5 octobre 1987 12h TU. Géopotentiel et champ de vent à 500 hPa pour (b) le 14 novembre 1986 12h TU et (d) le 5 octobre 1987 12h TU. Les données ont été extraites des réanalyses ERA40.

4.1.3. Radiosondage

Le radiosondage du 5 octobre 1987 à 12h TU est donné figure 4-2. Il met en évidence un vent intense, de secteur sud (traits rouges), avec un faible cisaillement directionnel. Les basses couches de l'atmosphère (900hPa) sont proches de la saturation. Jusqu'à 850hPa, l'atmosphère est en instabilité conditionnelle (traits verticaux noirs).

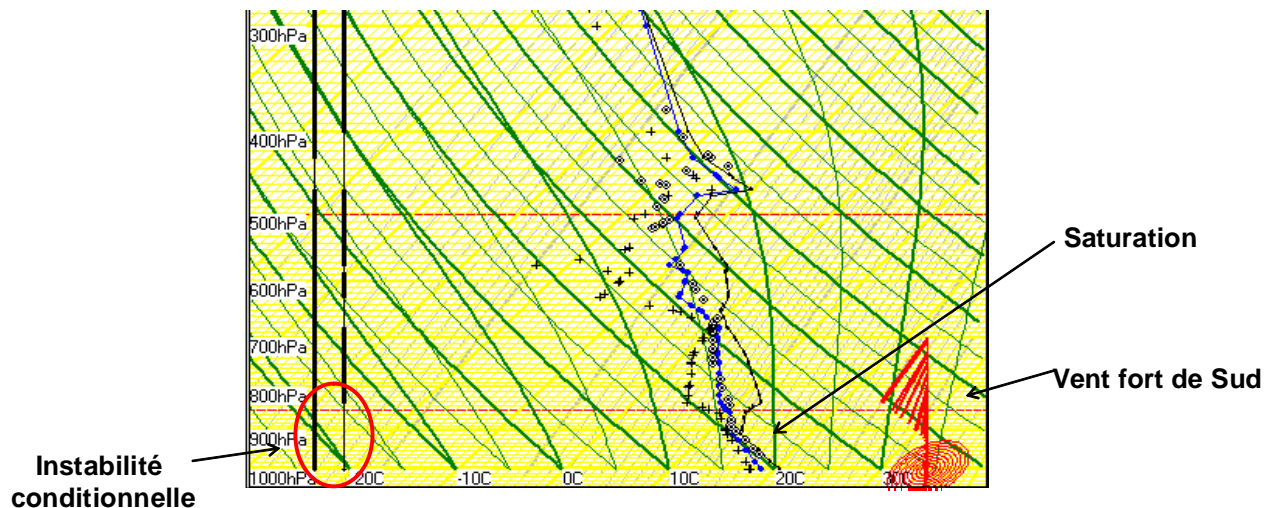


Figure 4-2 : Emagramme du radiosondage du 5 octobre 1987 à 12h TU (Université du Wyoming). La vitesse du vent et sa direction sont données par les traits rouges, la courbe d'état (température) est représentée par la courbe noire. La courbe bleue représente la température du thermomètre mouillé, les croix représentent la température du point de rosée et les ronds indiquent les niveaux de condensation. Les deux lignes verticales noires sur la gauche donnent une indication sur la stabilité de l'atmosphère.

4.1.4. Observation du radar ANATOL

Figure 4-3 sont présentées trois images radar parmi les 20 heures de précipitations orographiques organisées en bandes observées, extraites à 8min d'intervalle pour les figures 4-3a et 4-3b. Les bandes de pluie sont bien visibles, localisées quasiment au même endroit sur les trois images, dans la zone montagneuse et orientées sud-nord. Leurs dimensions transversale et longitudinale sont respectivement de 5-10km et 50km. Le rôle de la direction du vent est déterminant pour l'orientation des bandes. Lorsque le vent se réoriente du N-170°E à N-210°E le 5 octobre 1987 vers 18h TU, les bandes tournent elles aussi dans le même sens (Fig. 4-3c).

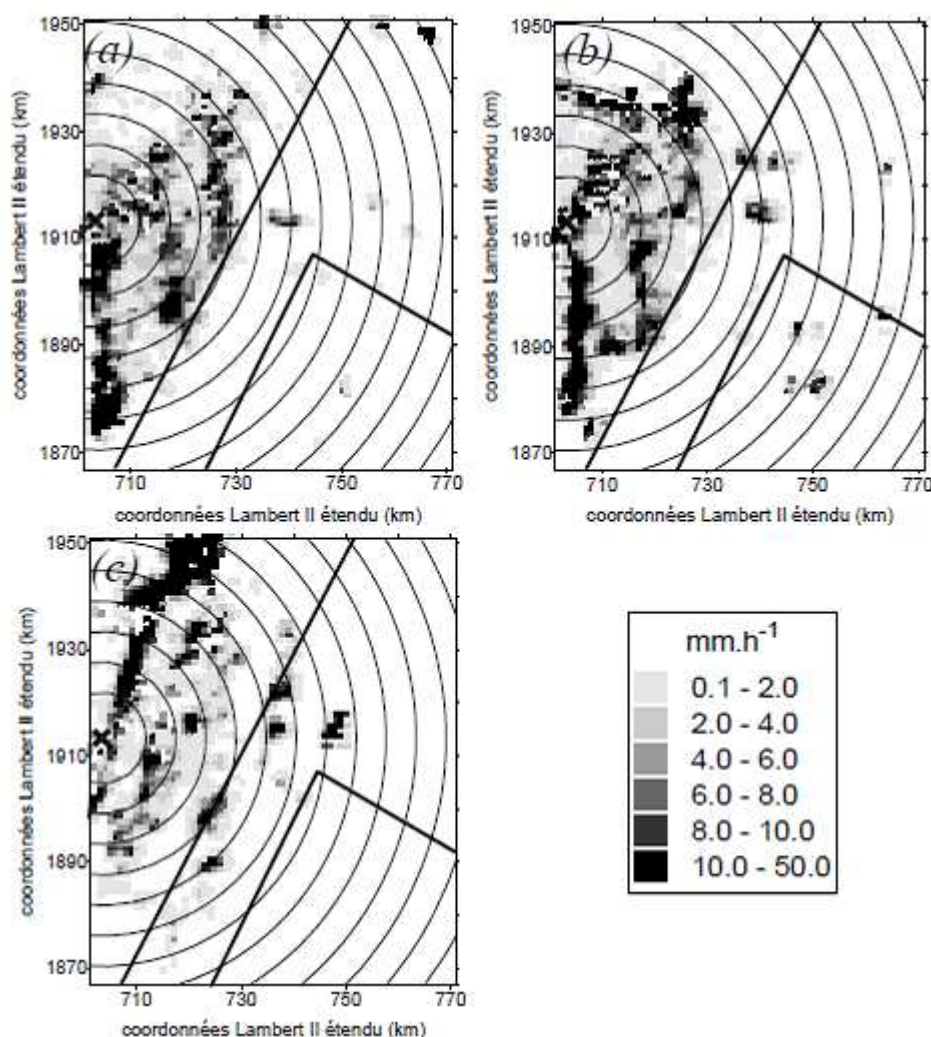


Figure 4-3 : (Extraites de Miniscloux (2001)) a) et b) Deux images radar successives à 8min d'intervalle le 5 octobre 1987 (14h56 et 15h04 TU). c) Image radar le 5 octobre 1987 à 18h21 TU (la direction du vent a changé à 18h TU passant de N-170°E à N-210°E). Les droites noires délimitent les trois secteurs : plaine, piémont, montagne.

La figure 4-4 présente le cumul des précipitations sur les 20 heures de précipitations orographiques organisées en bandes extraites des images radar (Fig. 4-4a pour le cas de novembre 1986 et Fig. 4-4b pour le cas d'octobre 1987). Les profils verticaux de réflectivité correspondant aux images sélectionnées montrent (Miniscloux et al, 2001) que les échos radar atteignent une altitude maximale de 3-3,5 km soit 1,5-2 km au dessus des plus hauts reliefs (Mont Lozère, 1699m). Ainsi le développement vertical de la convection est limité dans les premières couches de l'atmosphère.

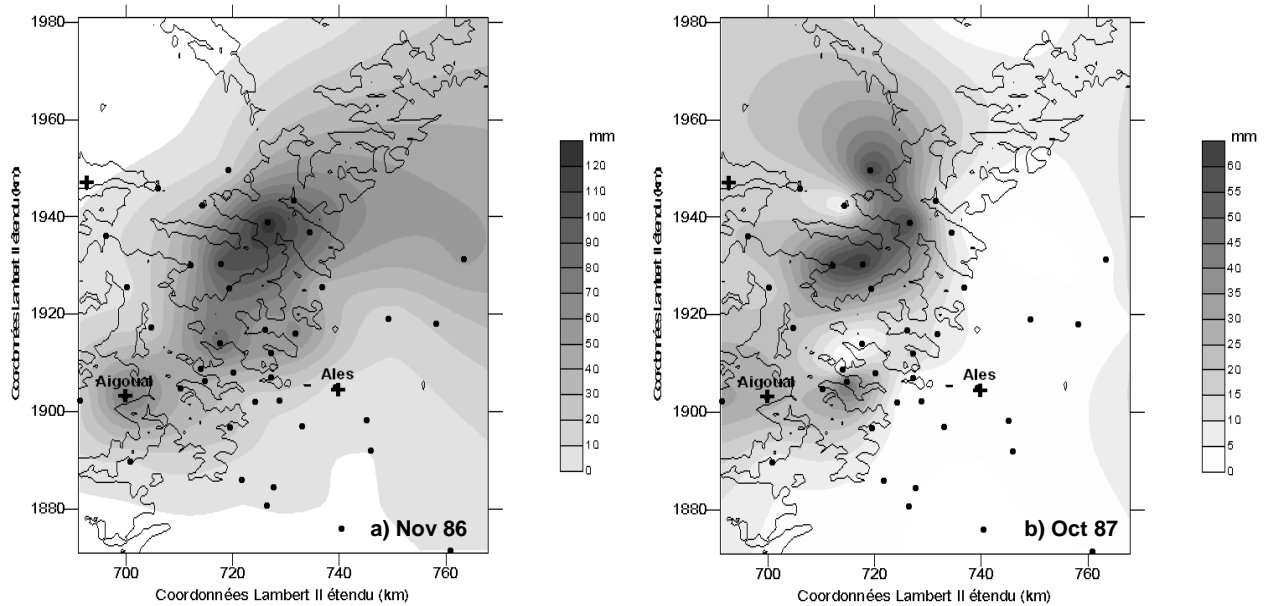


Figure 4-4 : Cumul krigé des précipitations horaires a) le 14 novembre 1986 entre 5h et 21h et b) le 5 octobre 1987 entre 13h et 17h. Les isocontours représentent le relief (ligne de niveau tous les 500m) ; les points représentent les pluviomètres. Pour faire ressortir les gradients de pluie, les échelles de couleur ne sont pas identiques pour les deux évènements.

Enfin, notons que les précipitations orographiques organisées en bandes ne s'observent pas facilement car i) elles sont mêlées aux précipitations de la composante dynamique et leur intensité est faible ($<10\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$), ii) leur structure complexe est difficilement observable avec le réseau de pluviomètres, comme illustré figure 4-5 et iii) leurs caractéristiques dépendent de la direction et de l'intensité du flux qui varient régulièrement.

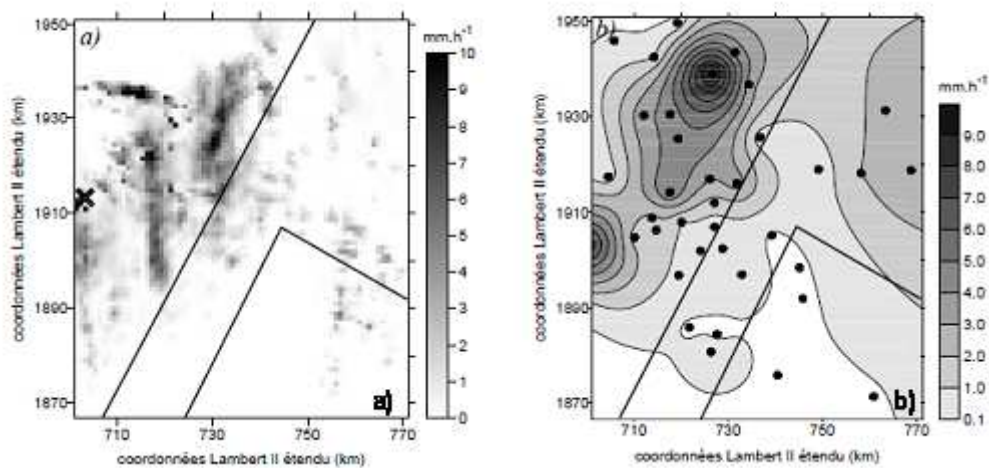


Figure 4-5 : (extraites de Miniscloux (2001)) : (a) Intensité pluvieuse moyenne mesurée par le radar (croix noire) sur la période 14h-15h TU du 14 novembre 1986. Trois bandes pluvieuses sont clairement visibles. (b) Intensité pluvieuse horaire mesurée par le réseau sol (points noirs) sur la même période et krigée avec un variogramme sphérique de portée 15 km.

4.2. Un système convectif de meso-échelle : le 8-9 septembre 2002

Le système convectif de meso-échelle du 8-9 septembre 2002 est un des événements majeurs qui a touché la région Cévennes-Vivarais. Il a causé la mort de 24 personnes et fait 1,2 milliards d'euros de dommages. Ducrocq et al. (2004) présentent la situation météorologique et réalisent une simulation à meso-échelle de cet événement. Delrieu et al. (2005) font une description hydrométéorologique complète et présentent les conséquences hydrologiques. Nuissier et al. (2008) et Ducrocq et al. (2008) étudient les caractéristiques synoptiques et de meso-échelle favorables au déclenchement de la convection profonde associée aux crues éclair en simulant 3 épisodes de convection profonde (13-14 octobre 1995, 12-13 novembre 1999 et 8-9 septembre 2002). Nous résumons ici les principaux éléments décrivant l'épisode du 8-9 septembre 2002 fortement étudié.

4.2.1 Situation synoptique

Le contexte météorologique dans lequel se développe l'activité orageuse est caractérisé par une zone de bas géopotentiels s'étendant de l'Irlande à la péninsule Ibérique et générant un flux d'altitude diffluent sur la région sud-est (Fig. 4-6). La convection se développe à l'avant d'un front ondulant de la Mer du Nord au Portugal et progressant lentement vers l'est. Elle se forme dans le secteur chaud de cette perturbation, associée à un flux de sud-est chaud et humide sur le Golfe du Lion. Avant le développement de la convection l'air est conditionnellement instable. Le radiosondage de Nîmes du 8 septembre 2002 révèle une CAPE de 850J.kg^{-1} . Dans l'après-midi du 8, nous constatons une accélération du flux de basses couches autour des Alpes, accroissant la convergence dans le sud-est. Dans le même temps, le front progresse vers l'est et atteint l'est du Massif Central où il fusionne avec le système convectif de meso-échelle dans la nuit du 9. La progression du front s'accompagne en altitude d'un pivotement de la zone de bas géopotentiels avec un renforcement et une orientation plus sud du flux d'altitude (Fig. 4-6).

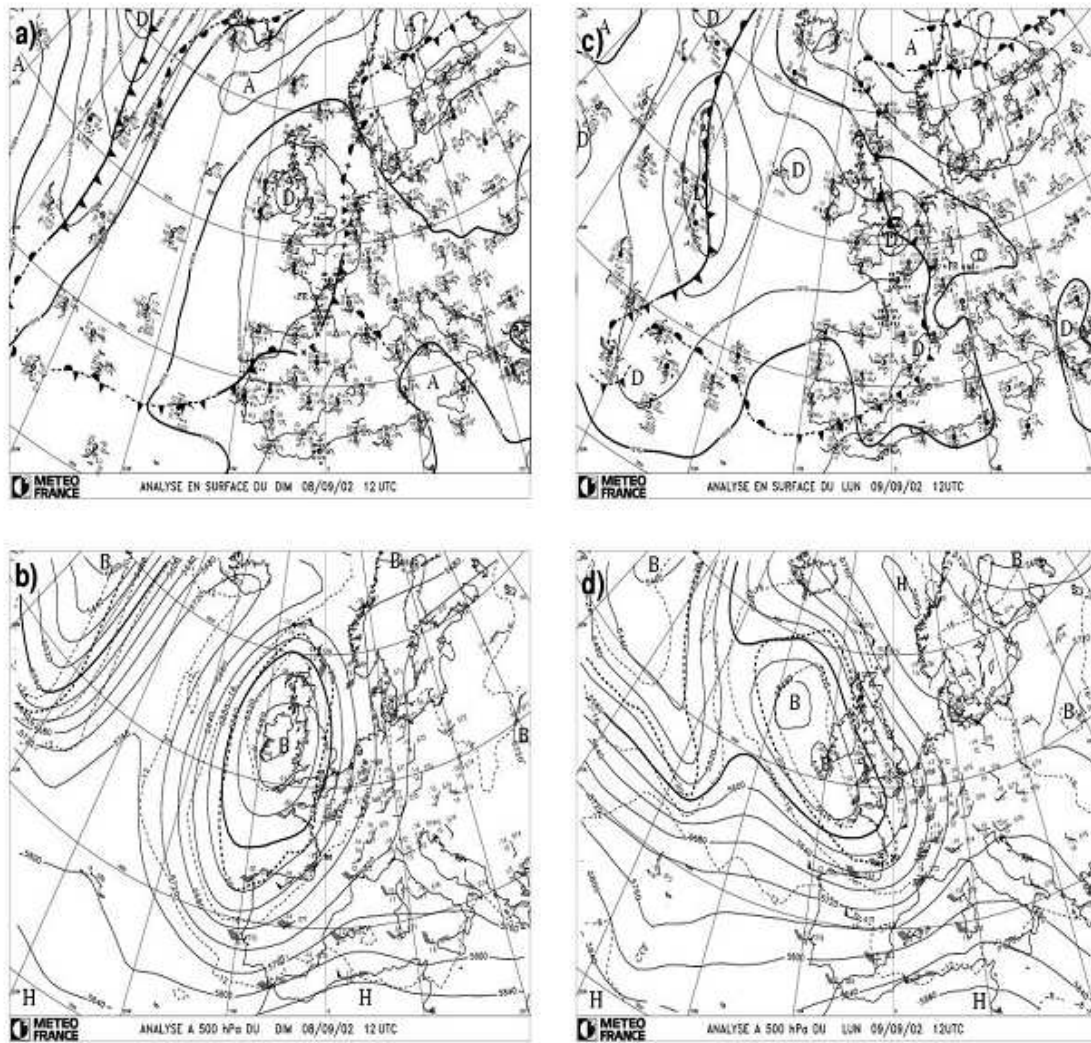


Figure 4-6 : Analyse en surface et à 500hPa le 8 septembre 2002 (a, b) et le 9 septembre 2002 à 13h TU (c, d). Pour l'analyse à 500hPa (b, d), le géopotential (en m_gp) et la température (en °C) sont dessinés respectivement en lignes pleines et pointillées (H indique un centre de hautes pressions, B un centre de basses pressions). Pour l'analyse de surface (a, c), la pression au niveau de la mer (en hPa) est représentée par les lignes pleines.

4.2.2 Radiosondage

La figure 4-7 présente le radiosondage du 8 septembre 2002 à 12h TU. Contrairement à l'évènement du 5 octobre 1987, l'atmosphère est saturée et est en instabilité conditionnelle jusqu'à environ 600hPa. La direction du vent est variable avec l'altitude : le cisaillement directionnel est plus important que le 5 octobre 1987.

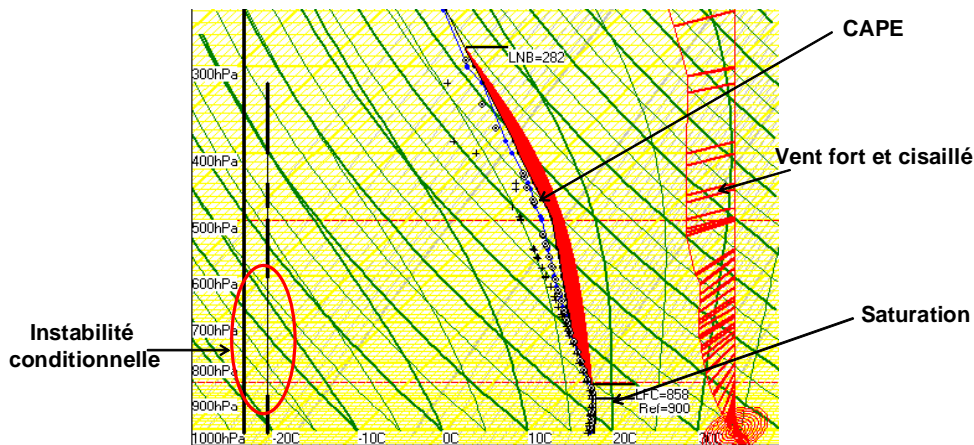


Figure 4-7 : Emagramme du radiosondage du 8 septembre 2022 à 12h TU (Université du Wyoming). La vitesse du vent et sa direction sont données par les traits rouges, la courbe d'état (température) est représentée par la courbe noire. La courbe bleue représente la température du thermomètre mouillé, les croix représentent la température du point de rosée et les ronds indiquent les niveaux de condensation. Les deux lignes verticales noires sur la gauche donnent une indication sur la stabilité de l'atmosphère.

4.2.3 Précipitations associées

L'intensité des précipitations et leur extension spatiale sont exceptionnelles (Fig. 4-8). Le maximum des précipitations est atteint près d'Alès, avec près de 600mm en 24h. Pas moins de 3000km² s'étendant du nord du département du Gard aux contreforts du Massif Central en Ardèche ont enregistré des cumuls supérieurs à 200mm. Le système convectif de méso-échelle s'est positionné en amont du relief, localisation qui n'est pas habituelle dans la climatologie des événements intenses. Cette localisation s'explique par la présence d'un courant de densité froid induit par l'évaporation des précipitations, qui joue le même rôle que le relief en forçant l'air instable et humide à se soulever (Ducrocq et al., 2008). Ce courant de densité, confiné dans la vallée du Rhône, explique également la stationnarité de l'évènement.

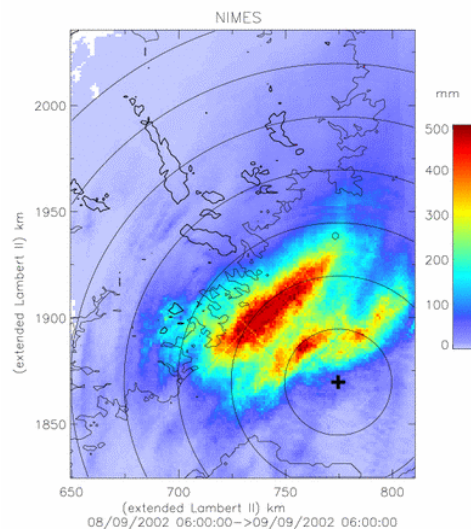


Figure 4-8 : Cumul des précipitations mesurées avec le radar de Nîmes entre le 8 septembre 2022 6h et le 9 septembre 2022 6h. Les isocontours représentent le relief, la croix noire indique la position du radar.

Chapitre 5

Elaboration de critères d'extraction dynamiques et pluviométriques

5.1.	Méthode utilisée	120
5.2.	Analyse des différentes variables atmosphériques et des pluies associées	121
5.2.1.	Direction du vent	121
5.2.2.	Vitesse du vent	124
5.2.3.	Température	124
5.2.4.	Humidité relative	125
5.2.5.	Pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer	126
5.2.6.	Analyse de variance	127
5.2.7.	Bilan et limites	128
5.3.	Analyse des données pluviométriques	129
5.3.1.	Quelles pluies étudier ?	130
5.3.2.	Que calculer à partir des précipitations horaires?	131
5.4.	Mise en place de la classe de temps : « convection peu profonde organisée en bandes »	132
5.4.1.	Les critères d'extraction	132
5.4.2.	Elaboration de la classe de temps	136
5.4.3.	Description de la classe de temps	141
5.5.	Validation de la classe de temps	144
5.5.1.	Distribution des précipitations simulées dans l'espace	144
5.5.2.	Distribution des cellules de pluie dans l'espace	147
5.5.3.	Dynamique de la pluie à l'intérieur des bandes orographiques	150
5.5.4.	Simulations de 4 autres événements pluvieux répondant aux critères dynamiques mais ne répondant pas aux critères pluviométriques	151

Les 20 heures de précipitations orographiques organisées en bandes (14 novembre 1986 et 5 octobre 1987) constituent pour nous un seul et même événement que nous désignons par « événement de convection peu profonde » (sous entendu « orographique » et « organisée en bandes »). Ces 20

heures d'observations sont les seules recensées à ce jour. Nous cherchons dans cette partie à construire une base de données de ces évènements, s'ils existent, afin d'identifier leurs caractéristiques dynamiques et leur contribution au régime pluviométrique de la région.

Dans ce chapitre, nous proposons une méthode d'extraction de ces évènements. Cette méthode repose sur la comparaison des observations météorologiques disponibles pour les deux évènements présentés au chapitre 4. Nous comparons également les données pluviométriques. Sur la base de ces comparaisons, des critères d'extraction dynamiques, applicables sur les données de radiosondages, et des critères d'extraction pluviométriques, applicables sur les données de pluie horaires, sont élaborés. L'application de ces critères à l'ensemble des radiosondages permet d'identifier des évènements que nous supposons être des précipitations orographiques organisées en bandes et associées à de la convection peu profonde. Ils composeront notre classe de temps.

Ce chapitre a fait l'objet d'un article publié dans *Meteorology and Atmospheric Physics* (Godart et al., 2009a).

5.1. Méthode utilisée

Les données météorologiques et les données pluviométriques sont celles décrites au chapitre 2 de la partie I. Les données pluviométriques sont des données horaires mesurées sur un réseau différent (chapitre 2) pour l'évènement de convection peu profonde (appelé CPP dans la suite de ce chapitre) et l'évènement de convection profonde (appelé CP). Elles correspondent aux pluies enregistrées sur les 20 heures de précipitations orographiques pour l'évènement de CPP et aux pluies enregistrées entre le 8 septembre 2002 à 6h et le 10 septembre 2002 à 6h pour l'évènement de CP.

Dans un premier temps, l'objectif est de mettre en lien, pour chacun des deux évènements, les données pluviométriques observées dans les différents secteurs (chapitre 1) avec les observations météorologiques au sol (Nîmes et Mont Aigoual). Il s'agit de mettre en évidence les propriétés spatio-temporelles des précipitations des deux types d'évènements et d'identifier quelles sont les variables atmosphériques et leurs valeurs favorisant des évènements de CPP. Pour ce faire, nous calculons la moyenne des pluies non nulles (mm.h^{-1}) et l'intermittence (% de valeurs nulles) des pluies horaires en fonction des différentes observations météorologiques et de la localisation des pluviomètres pour chacun des évènements (CP et CPP). Par exemple, nous considérons pour l'évènement de CPP toutes les heures pour lesquelles le vent à Nîmes a une intensité de 5m.s^{-1} . Nous extrayons de l'ensemble des données pluviométriques les pluies correspondant uniquement à ces heures. Nous calculons les différentes statistiques (moyenne et intermittence) de ces pluies sur ces heures, en ne considérant que

les pluviomètres d'un même secteur (plaine, piémont ou montagne). Il existe cependant une différence d'échantillonnage temporel entre les données météorologiques (tri-horaires) et les données pluviométriques (horaires). Ainsi pour les pluies horaires qui n'ont pas d'observations météorologiques associées, nous considérons les données météorologiques disponibles immédiatement précédentes. Cette analyse aboutit à l'élaboration de critères dynamiques pour l'extraction d'évènements de CPP. C'est l'objet du paragraphe 5.2.

Dans un second temps, nous analysons uniquement les données pluviométriques en termes de moyenne horaire et d'intermittence en fonction des différents secteurs pour les deux évènements. Cette analyse aboutit à l'élaboration de critères pluviométriques pour l'extraction des évènements de CPP. C'est l'objet du paragraphe 5.3.

Enfin, sur la base de ces deux jeux de critères, nous établissons une classe de temps que nous discutons au paragraphe 5.4 et 5.5.

5.2. Analyse des différentes variables atmosphériques et des pluies associées

5.2.1. Direction du vent

Figures 5-1 et 5-2, nous présentons une visualisation conjointe de la moyenne horaire des pluies et de l'intermittence en fonction du secteur des pluviomètres (plaine, piémont, montagne) et de la direction du vent au Mont Aigoual (Fig. 5-1) et à Nîmes (Fig. 5-2). Les directions du vent sont représentées par des angles en degré (360° représente le Nord, 180° le Sud). Les cercles concentriques représentent les iso-valeurs d'intensité en mm.h^{-1} . Sur ces figures, nous observons que les intensités pluviométriques horaires moyennes sont les plus importantes dans le cas d'évènements de CP, quelque soit le secteur.

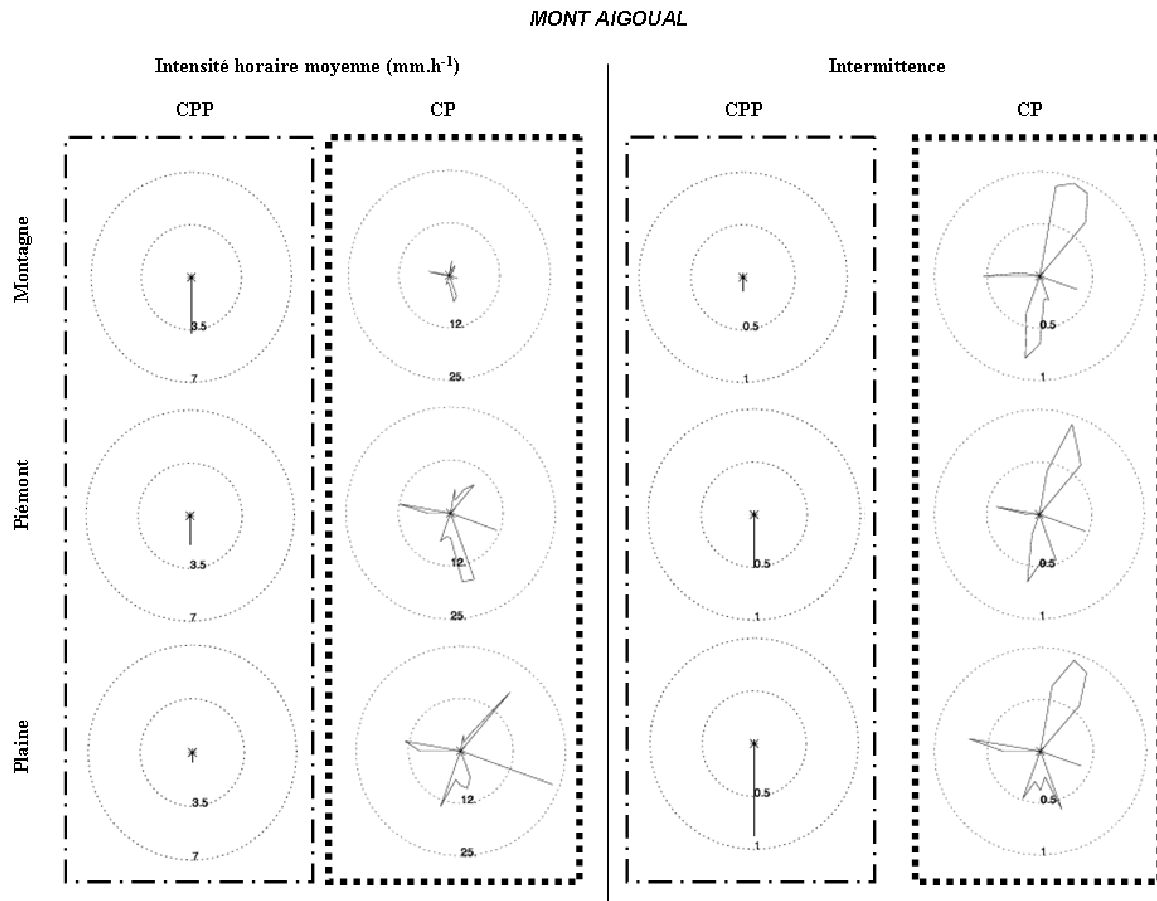


Figure 5-1 : Intensité horaire moyenne (mm.h⁻¹) et intermittence des précipitations pour l'évènement de convection peu profonde (CPP) et l'évènement de convection profonde (CP) en fonction de la direction du vent au Mont Aigoual et des différents secteurs des pluviomètres (montagne, piémont, plaine). La direction du vent au sol est donnée par l'angle fait par rapport à la verticale (90°=vent d'est, 180°=vent de sud). Les cercles concentriques représentent soit une iso-valeur d'intensité horaire moyenne soit l'intermittence. Une intermittence de 1 signifie que 100% des valeurs pluviométriques sont nulles.

Pour l'évènement de CPP, la moyenne des précipitations horaires est la plus grande en montagne et l'intermittence y est la plus faible (Fig. 5-1 et 5-2). L'intermittence diminue avec l'altitude. Une intermittence de 0 signifie qu'il a plu sur toutes les stations du secteur considéré et pendant toute la durée de l'évènement. Une intermittence de 1 signifie qu'il n'a pas plu sur le secteur durant l'évènement. Cette intermittence est à la fois spatiale et temporelle. Une intermittence de 0,5 signifie par exemple qu'en moyenne seulement un pluviomètre sur deux a enregistré des précipitations durant l'évènement. Cela peut aussi signifier que tous les pluviomètres ont enregistré des précipitations mais seulement sur un nombre d'heures correspondant à la moitié de la durée de l'évènement. Il est impossible de séparer ces deux composantes. Il n'est donc pas possible de conclure sur l'organisation spatiale (organisation en bandes ou non) ni de la stationnarité des précipitations à partir de l'intermittence ainsi calculée.

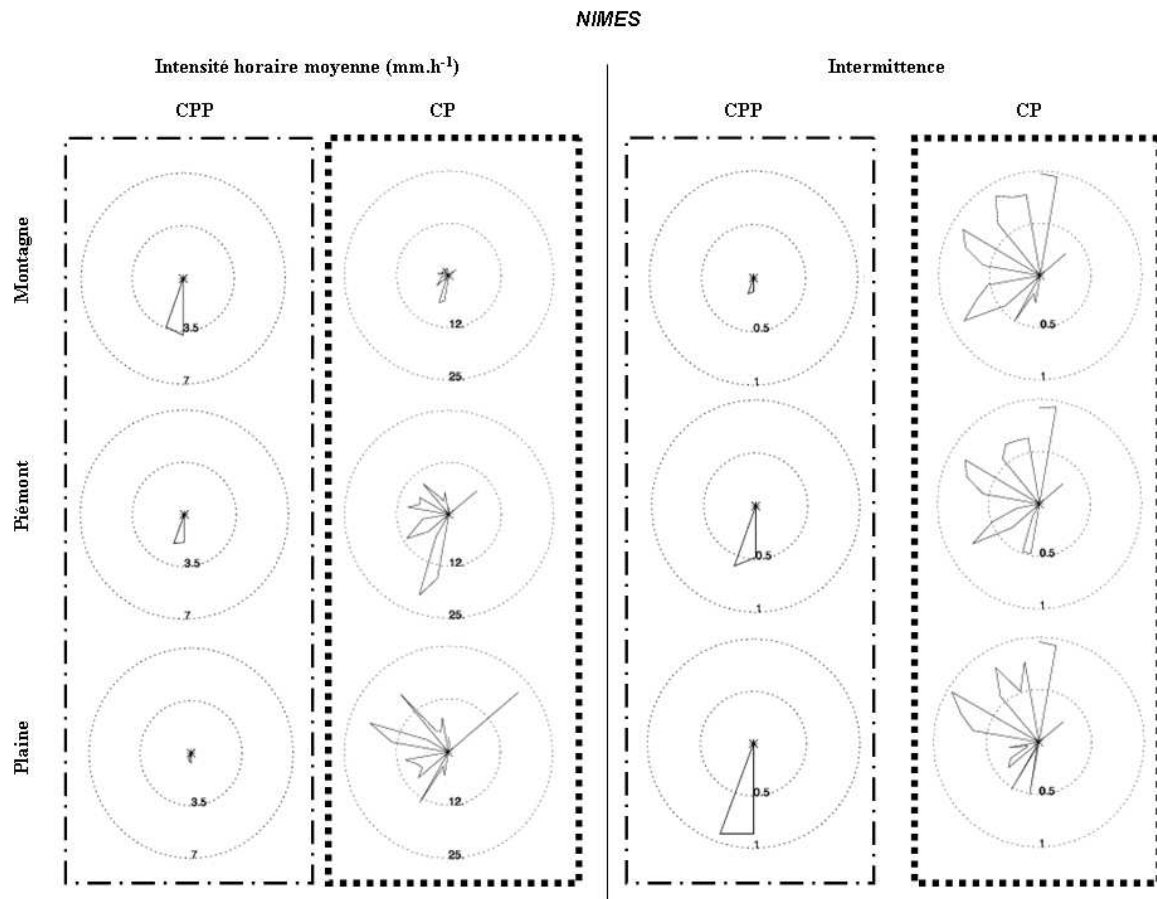


Figure 5-2 : Même légende que la figure 5-1 à Nîmes.

L'intermittence nous permet tout de même de conclure sur le secteur le plus concerné par les précipitations durant l'évènement. Ainsi, pour l'évènement de CPP, nous avons bien des précipitations localisées sur le relief quelque soit la direction du vent. Au contraire, pour l'évènement de CP, les intensités horaires moyennes sont les plus grandes en plaine et l'intermittence est globalement la même quelque soit le secteur considéré (Fig. 5-1 et 5-2). Tous les secteurs ont donc été concernés par les précipitations, avec un cumul plus important en plaine. Lors de l'évènement de CPP, la direction du flux est constante et de secteur sud à Nîmes et au Mont Aigoual (Fig. 5-1 et 5-2). Lors de l'évènement de CP, nous observons plus de dispersion : à Nîmes, le vent a une direction marquée à l'ouest alors qu'au Mont Aigoual, le vent est orienté au sud. Le cisaillement directionnel du vent est alors important lors de l'évènement de CP. En montagne et en piémont, l'intermittence est légèrement plus faible et les moyennes sont les plus élevées pour les vents de secteur sud au Mont Aigoual (Fig. 5-1) et à Nîmes (Fig. 5-2), ce qui n'est pas le cas en plaine. Le relief a donc une influence dans le renforcement des pluies issues de convection profonde quand les vents sont de secteur sud.

5.2.2. Vitesse du vent

La même analyse est réalisée avec une visualisation conjointe de la moyenne horaire des pluies et de l'intermittence dans les trois secteurs et de l'intensité du vent au Mont Aigoual (Fig. 5-3) ou à Nîmes (Fig. 5-4). Quelque soit la vitesse, l'intensité pluviométrique horaire moyenne augmente avec l'altitude alors que l'intermittence diminue avec l'altitude (Fig. 5-3 et 5-4) pour l'évènement de CPP. Pour l'évènement de CP, les intensités pluviométriques horaires moyennes sont plus importantes en plaine. Ces intensités sont bien supérieures à celles enregistrées pour l'évènement de CPP. Durant l'évènement de CPP, les vitesses pour lesquelles il pleut restent supérieures à 20m.s^{-1} au Mont Aigoual et supérieures à 7m.s^{-1} à Nîmes. Au contraire, pour l'évènement de CP, les vitesses sont plus faibles. Au Mont Aigoual, les vitesses n'excèdent pas 20m.s^{-1} . A Nîmes, les maxima de précipitation sont observés pour des vitesses inférieures à 7m.s^{-1} . Cependant, que ce soit à Nîmes ou au Mont Aigoual, les maxima de précipitation en montagne et en piémont sont associés aux vitesses les plus élevées (Fig. 5-3 et 5-4), alors que dans le secteur de plaine, les intensités pluvieuses sont plus fortes lorsque les vitesses de vent sont plus faibles. De plus, pour des vitesses élevées (de l'ordre de 20m.s^{-1}), l'intermittence diminue avec l'altitude durant l'évènement de CP. Il en est de même pour des vitesses supérieures à 7m.s^{-1} à Nîmes. Le relief a donc une influence sur le déclenchement ou le renforcement des précipitations pour ces vitesses.

5.2.3. Température

Durant l'évènement de CPP, les températures mesurées au Mont Aigoual atteignent 6°C en novembre 1986 et $10\text{-}11^{\circ}\text{C}$ en octobre 1987. A Nîmes, elles varient de 15°C en novembre 1986 et $20\text{-}21^{\circ}\text{C}$ en octobre 1987. Durant l'évènement de CP, les températures varient de 6°C à 12°C au Mont Aigoual et de 15°C à 20° à Nîmes. La température est une variable fortement corrélée à la saison, et les observations démontrent qu'il existe, pour l'instant, peu de lien entre les températures mesurées aux stations météorologiques et le type de convection. Il nous semble cependant pertinent d'analyser le gradient thermique entre les stations de Nîmes et du Mont Aigoual, que nous considérerons comme un élément d'information sur la structure thermique verticale de l'atmosphère.

Lors de l'évènement de CPP, le gradient thermique est de 9°C à 11°C . L'air est donc potentiellement instable. Lors de l'évènement de CP, l'amplitude thermique varie entre 6°C et 11°C . Ce sont pour les valeurs de gradient supérieures à 9°C que les précipitations en montagne sont les plus intenses et les plus faibles en plaine.

MONT AIGOUAL

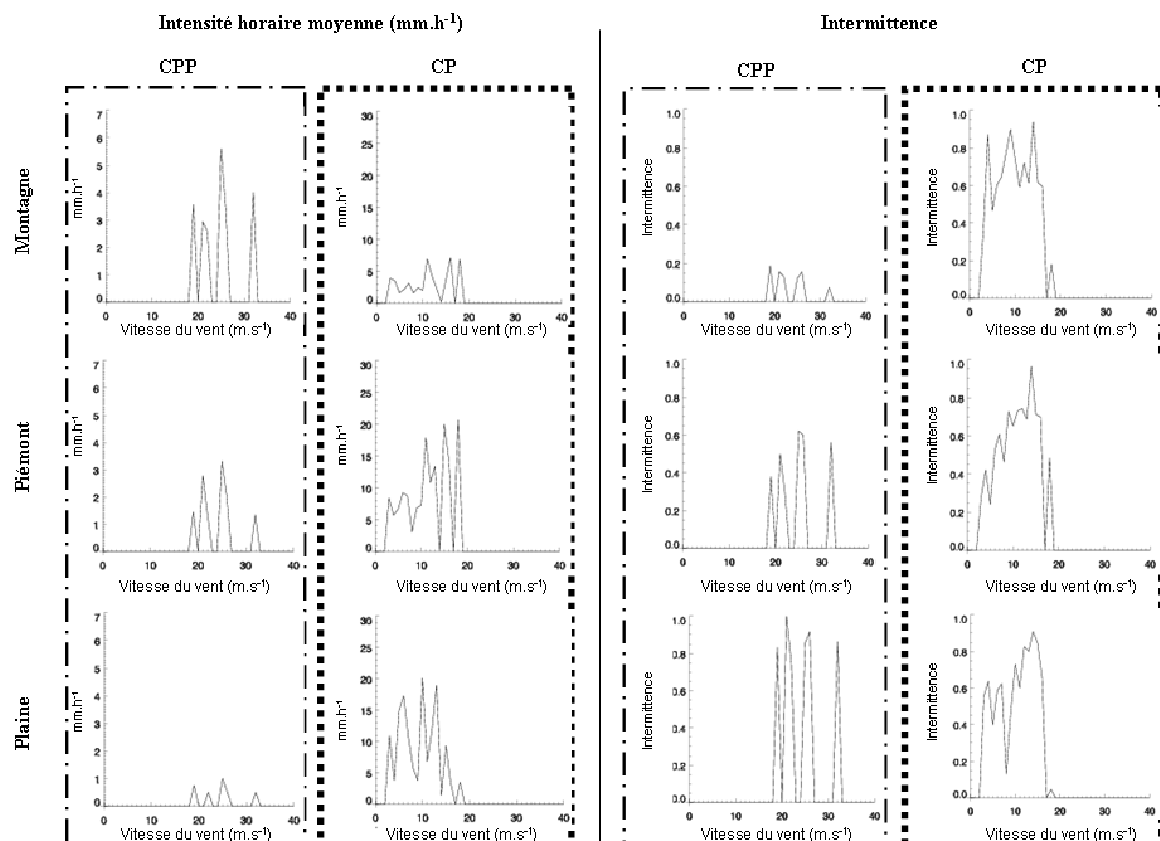


Figure 5-3 : Intensité horaire moyenne (mm.h^{-1}) et intermittence des précipitations pour l'évènement de convection peu profonde (CPP) et l'évènement de convection profonde (CP) en fonction de la vitesse du vent au Mont Aigoual et des différents secteurs des pluviomètres (montagne, piémont, plaine).

5.2.4. Humidité relative

Nos analyses montrent que l'humidité relative n'apporte pas d'informations permettant de distinguer l'évènement CPP de l'évènement de CP. Il n'y a pas de valeur précise d'humidité relative qui favorise les précipitations sur le relief. Nous pouvons seulement noter que pour les deux évènements les humidités relatives sont supérieures à 75% à Nîmes et proche de la saturation (99%-100%) au Mont Aigoual.

NÎMES

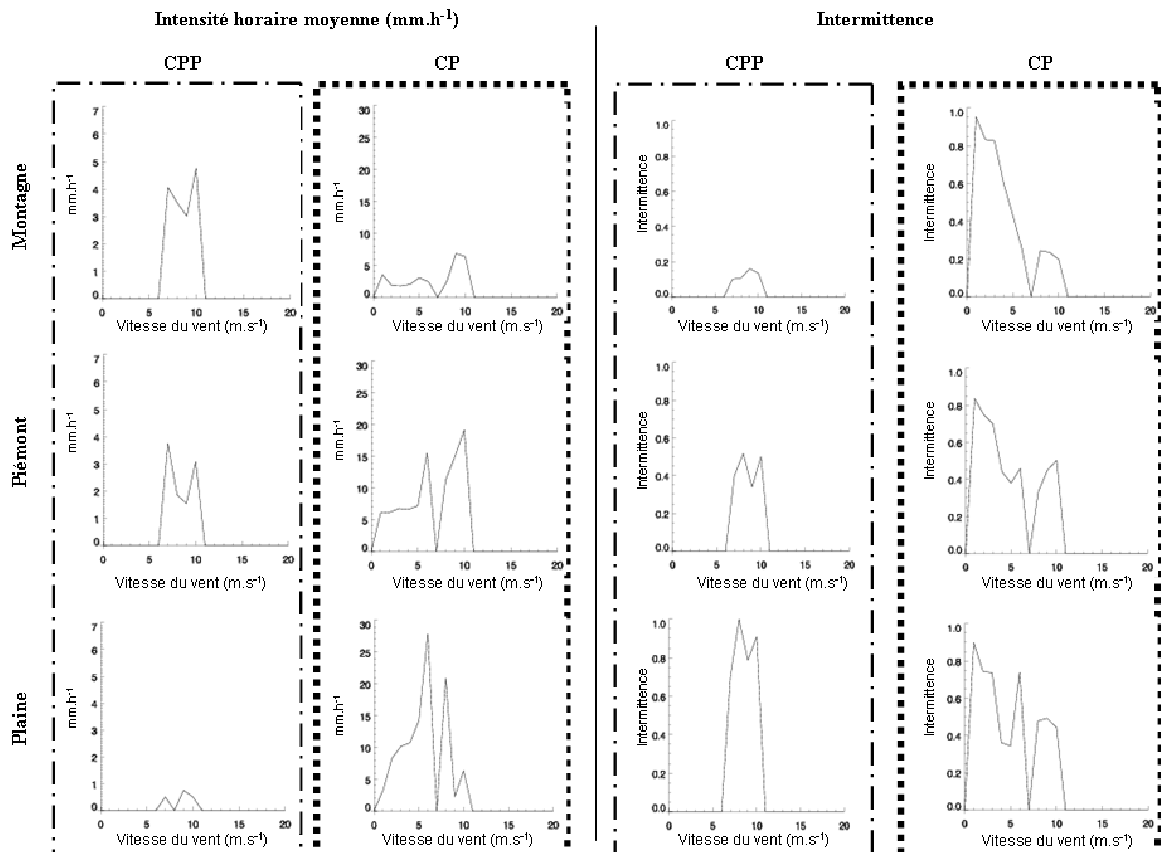


Figure 5-4 : Même légende que la figure 5-3 à Nîmes.

5.2.5. Pression atmosphérique ramenée au niveau de la mer

Pour l'évènement de CPP, la pression varie peu (1006 à 1015hPa) et ne semble pas être corrélée avec l'intensité de pluie. Dans les secteurs montagne et piémont, les intensités horaires les plus importantes sont associées à une pression de 1007hPa. En plaine, les intensités horaires sont faibles (<1mm.h⁻¹) et pour des pressions supérieures à 1012hPa. Pour l'évènement de CP, les pressions sont comprises entre 1008hPa et 1020hPa. La variabilité temporelle de la pression au sol est plus grande pour ce type d'évènement. Il apparaît qu'il n'existe aucune gamme de pression particulière pour laquelle les pluies seraient plus intenses sur le relief qu'en plaine et pour laquelle l'intermittence diminue avec l'altitude. En conclusion, la pression ramenée au niveau de la mer n'est pas un critère pour expliquer la localisation privilégiée des pluies sur le relief.

5.2.6. Analyse de variance

A ce stade, nos conclusions reposent sur une analyse « très visuelle » des données et de leur évolution. Une approche statistique est nécessaire pour confirmer ces premiers résultats. Nous réalisons une analyse de variance sur les pluies en étudiant l'effet du relief sur la variabilité des pluies en fonction des différentes variables atmosphériques. Nous répondons par exemple aux quatre questions suivantes : i) le relief est-il un facteur de variabilité des précipitations (effet principal du relief) indépendamment de la vitesse ? ii) la vitesse du vent est-elle un facteur de variabilité des précipitations (effet principal de la vitesse) indépendamment du relief ? iii) la variabilité des pluies s'explique-t-elle par l'interaction entre le facteur relief et le facteur vitesse (interaction), iv) pour quels secteurs (montagne, piémont ou plaine) ou quelles gammes de vitesses l'interaction se fait-elle (détermination des effets simples) ? Ces questions se posent également en ce qui concerne les variables autres que la vitesse. Les détails des calculs pour les différentes analyses sont donnés en annexe 2. Nous ne présentons ici que la mise en œuvre réalisée pour répondre aux conditions d'utilisation de l'analyse de variance et les principaux résultats.

Mise en œuvre

Nous réalisons une analyse de variance à deux dimensions avec répétitions. Les deux facteurs de variabilité considérés sont le relief (montagne, piémont ou plaine) et la variable atmosphérique (direction du vent, intensité du vent, température, amplitude thermique entre Nîmes et le Mont Aigoual, humidité relative, et pression ramenée au niveau de la mer). Les observations résultent d'un même nombre n de tirages aléatoires indépendants dans chacune des sous populations définies par les combinaisons factorielles des variantes des deux facteurs. Par exemple, nous considérons n valeurs de pluies choisies aléatoirement parmi toutes les pluies enregistrées dans le secteur montagne lorsque le vent était de secteur sud, et ceci pour toutes les combinaisons factorielles (facteur relief x variable atmosphérique = cellule).

Pour répondre aux conditions d'application (chapitre 3), les pluies horaires sont bien indépendantes mais il n'y a aucune raison pour que l'échantillon soit gaussien et que les variances soient homogènes. Si le nombre d'observations dans chaque cellule est identique, l'analyse de variance est robuste à la non-application de la condition d'homogénéité des variances. Pour obtenir des échantillons gaussiens, il est possible de transformer ces données initiales. Nous réalisons alors une anamorphose sur les pluies. Nous supposons au départ que les pluies non nulles suivent une loi gaussienne inverse. Une telle loi est connue pour caractériser la distribution du temps de premier passage d'une particule dans un mouvement brownien. Folks et Chhikara (1978) montrent que la loi gaussienne inverse converge asymptotiquement vers la loi normale. L'interprétation de la loi gaussienne inverse comme le temps de premier passage laisse suggérer son potentiel pour son

utilisation dans l'étude de différents temps ou nombres d'occurrences d'évènements dans de nombreux domaines. Folks et Chhikara (1978) ont montré qu'elle pouvait s'appliquer pour caractériser la distribution des pluies. L'adéquation de nos pluies à une loi gaussienne inverse a été vérifiée en traçant les droites d'Henry (quantile théorique en fonction du quantile empirique). Le principe de l'anamorphose est le suivant : nous associons à chaque donnée pluviométrique sa probabilité d'occurrence dans la loi gaussienne inverse, puis nous considérons la valeur ayant la même probabilité d'occurrence et donnée par une loi gaussienne. Nous réalisons alors l'analyse de variance sur ces valeurs transformées.

Résultats

Pour l'évènement de CPP, le nombre trop faible d'observations pluviométriques pour les stations de plaine (4) et de piémont (10) ne nous permet pas de faire une analyse de variance pertinente (le facteur « relief » n'a pas d'effet : cela est dû au fait que nous avons dû regrouper les données de piémont et de plaine). Si nous considérons la totalité de l'épisode pluvieux de novembre 1986 (du 13 novembre à 6h au 15 novembre à 6h) et d'octobre 1987 (du 3 octobre à 3h au 6 octobre à 3h), plutôt que de nous restreindre aux 20 heures de précipitations orographiques, l'analyse de variance (annexe 2) met en évidence que le facteur « direction du vent à Nîmes » interagit avec le facteur « relief », ce dernier ayant une influence sur la variabilité des pluies pour le facteur « vent de Sud ». La vitesse du vent au Mont Aigoual explique la variabilité des pluies en montagne et le facteur « relief » a un effet sur les pluies pour des vitesses supérieures à 31m/s. Le facteur « humidité relative à Nîmes » a un effet sur la variabilité des pluies. Le facteur « relief » a un effet significatif sur la variabilité des pluies lorsque l'humidité relative à Nîmes est de 85-90%. Il n'y a pas d'effets ou d'interaction pour les autres variables.

L'analyse de variance montre que, même au sein d'un évènement de convection profonde, les valeurs des variables atmosphériques influencent la localisation ou l'intensité des précipitations. En montagne, les précipitations dépendent de la vitesse du vent au Mont Aigoual. L'influence d'un vent de secteur sud pour un renforcement des précipitations sur le relief lors de cet évènement n'est cependant pas mise en évidence.

5.2.7. Bilan et limites

Bilan

Quelques soient les valeurs des variables atmosphériques considérées, l'analyse statistique montre que pour l'évènement de CPP, les précipitations sont effectivement localisées majoritairement dans le secteur montagne (les intermittences y sont les plus faibles et les cumuls les plus importants) et qu'elles sont de faibles intensités ($<10\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Le flux de basse couche est constant (de secteur sud à

Nîmes et au Mont Aigoual), intense (supérieur à $7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) et humide (saturation au Mont Aigoual). La stationnarité des précipitations de l'évènement de CP sur le relief est confirmée par une intermittence proche de 100% pour les pluviomètres de plaine. L'extension spatiale des précipitations est limitée à la zone de montagne et le système pluvieux n'affecte que très légèrement la zone de plaine au cours des 20h.

Pour l'évènement de CP, les intensités pluviométriques horaires moyennes sont élevées et, pour cet évènement, plus marquées en plaine. Les intermittences sont identiques quelque soit le secteur considéré. Le flux dans les basses couches varie durant cet évènement en vitesse et en direction. Un cisaillement directionnel est également présent, ce qui n'est pas observé pour l'évènement de CPP.

La vitesse et la direction du vent influencent de manière significative la répartition des précipitations et leur intensité. Durant l'évènement de CP, certaines vitesses et directions du vent semblent influencer la formation des précipitations sur le relief alors que globalement le système se situe en plaine.

Limites

L'analyse statistique proposée constitue la première étape dans la recherche des variables atmosphériques expliquant le développement de la convection peu profonde organisée en bandes. Le faible nombre d'heures de CPP constitue la principale limite de cette analyse, il est donc prudent de ne pas conclure sur des propriétés générales de ces évènements. Cette première analyse nous permet cependant d'élaborer quelques critères de sélection pour rechercher d'autres évènements de CPP. Mais seuls des critères dynamiques pourront être considérés, afin de ne pas tenir compte des caractères explicatifs de certaines variables pouvant varier avec les saisons.

5.3. Analyse des données pluviométriques

L'analyse conjointe des précipitations et de certaines variables atmosphériques n'est pas suffisante pour élaborer des critères d'extraction d'évènements de CPP. En effet, nous venons de montrer que les précipitations se positionnent préférentiellement sur le relief lorsque le flux est constant, intense et de secteur sud. Cependant, considérer uniquement ces critères conduirait à retenir également les épisodes cévenols de convection profonde tel que l'évènement du 13-14 octobre 1995, positionné sur le relief. Ces critères dynamiques donnent une indication sur la localisation des précipitations mais n'informent pas sur la structure du système précipitant. Il est donc nécessaire de compléter ces critères avec des critères pluviométriques pour distinguer les évènements de CPP.

La figure 5-5 présente les intensités horaires moyennes pour les deux évènements étudiés : a) les 20 heures de précipitations orographiques (l'évènement de CPP) observées avec le radar ANATOL, b) l'évènement de CP du 8-9 septembre 2002 observé avec le radar de Nîmes. Les deux structures spatiales des précipitations présentent des différences importantes que nous souhaitons traduire avec quelques critères élaborés.

5.3.1. Quelles pluies étudier ?

Nous proposons dans cette section de discuter de l'importance de l'échantillonnage des données pluviométriques sur les critères pluviométriques qui serviront pour la mise en place de notre classe de temps. Pour établir nos critères pluviométriques, trois choix se présentent : i) utiliser le cumul évènementiel, ii) utiliser un cumul, de durée à déterminer, autour du radiosondage ou iii) considérer des intensités pluviométriques horaires.

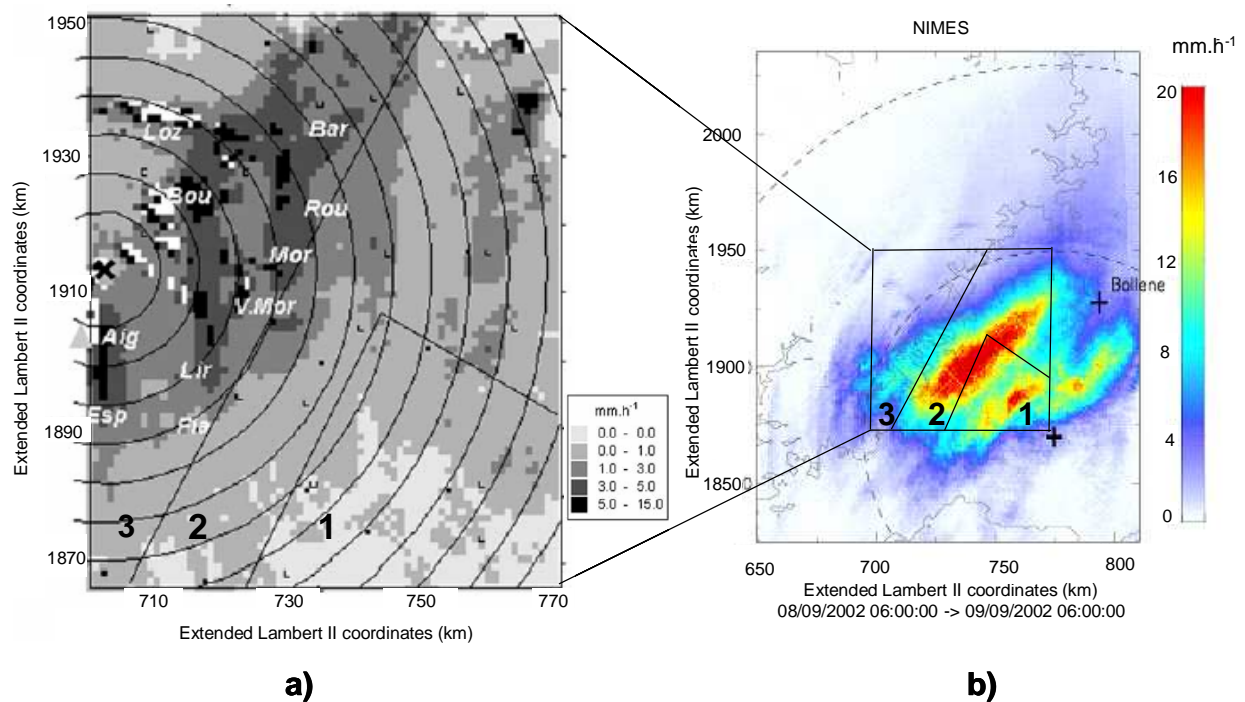


Figure 5-5 : Intensité horaire moyenne mesurée a) par le radar ANATOL lors des 20h de précipitations orographiques et b) le radar de Nîmes lors de l'évènement de convection profonde du 8-9 septembre 2002. La position des radars est représentée par les croix, centres des cercles concentriques. Les différents secteurs de la région : montagne (3), piémont (2) et plaine (1) sont délimités par des droites.

L'analyse des images radar lors de l'expérience « Cévennes 86-88 » montre la coexistence d'une composante dynamique et d'une composante statique dans le champ de pluie de certains évènements. Les précipitations orographiques organisées en bandes correspondent à la composante statique. L'organisation en bandes des précipitations, bien que stationnaires, ne constitue pas de

manière exclusive la totalité de l'évènement pluvieux. L'étude des précipitations (moyenne horaire ou cumul) sur la totalité de l'évènement ne met donc pas nécessairement en évidence l'organisation en bandes. Par ailleurs, Tourasse (1981) définit un évènement quand au moins une station enregistre au minimum 50mm. Le début de l'épisode correspond à l'heure à laquelle au moins une station enregistre de la pluie ; la fin de l'épisode est déterminée quand plus aucune station n'enregistre de la pluie pendant au moins 24h. La notion d'évènement dépend donc du seuil considéré. Or les épisodes de CPP peuvent ne pas atteindre ce seuil. Il nous faut ainsi redéfinir la notion d'évènement, ce qui restera subjectif. Pour ces deux raisons, il n'est pas pertinent d'analyser les pluies d'un point de vue évènementiel.

Dans la mesure où nous construisons notre classe de temps à partir d'une archive de 21944 radiosondages, un échantillonnage pluviométrique est donc proposé pour rendre compte de la pluviométrie associée aux radiosondages (2 par jour). L'approche considérée est alors d'analyser les précipitations sur les 24h autour de chaque radiosondage, soit 12h avant et 12h après.

La répartition spatiale des précipitations doit être primordiale dans nos critères, mais également l'évolution temporelle. Si nous étudions les précipitations sur les 24h autour du radiosondage, nous perdons l'information sur l'évolution temporelle du champ de pluie. Il est donc nécessaire d'analyser les précipitations en considérant le champ de pluie heure par heure.

5.3.2. Que calculer à partir des précipitations horaires?

L'utilisation des précipitations horaires doit nous permettre de mieux caractériser l'organisation en bandes des pluies et donc de distinguer les évènements de CPP des autres évènements pluvieux (convection profonde ou pluies stratiformes par exemple). Pour cela, nous avons choisi de considérer la moyenne des précipitations et l'intermittence. La moyenne des précipitations est calculée sur les pluies non nulles selon les secteurs.

Nous n'avons pas considéré l'intensité horaire maximale car cette information ne permet pas, selon nous, de distinguer les évènements de CPP d'autres évènements. En effet, un évènement de CP, par exemple, aura un nombre de pluviomètres concernés par des intensités élevées plus grand qu'un évènement de CPP mais cela dépend fortement du seuil fixé sur l'intensité. Par ailleurs, un évènement de CPP peut aussi contenir des cellules convectives plus intenses.

Le coefficient de variation spatial n'a pas non plus été utilisé. Ce coefficient donne une indication sur l'organisation spatiale mais ne permet pas de distinguer la CP de la CPP. En effet, les

précipitations organisées en bandes auront un coefficient de variation spatial plus grand que des précipitations stratiformes. Mais un coefficient de variation élevé peut également correspondre à un système convectif profond de faible extension spatiale. Si ce système ne dure pas, l'analyse de l'évolution temporelle du coefficient de variation spatiale permet alors de distinguer ce système d'un système organisé en bandes. Ce dernier étant stationnaire, son coefficient de variation spatial restera élevé sur une longue période alors qu'il devrait décroître rapidement pour le système convectif profond. Mais si le système convectif profond se déplace lentement ou est stationnaire, ce coefficient de variation spatiale se maintiendra également élevé sur une longue période.

5.4. Mise en place de la classe de temps : « convection peu profonde organisée en bandes »

5.4.1. Les critères d'extraction

A l'issue de l'analyse conjointe des différentes variables atmosphériques et des précipitations associées ainsi que des données pluviométriques en elles mêmes, il est désormais possible de fixer des critères d'extraction des événements de CPP, applicables sur les données de radiosondages et les données pluviométriques horaires.

Les critères dynamiques

Nous avons vu précédemment que les précipitations orographiques sont associées à un flux de basse couche intense, de secteur sud aux stations météorologiques de Nîmes et du Mont-Aigoual. Plus précisément, les critères que nous fixons sont les suivants :

1) Un écart moyen de la direction du vent (entre le sol et 2000m) à la direction de référence (180° puis 160° et 200°) d'au plus 30° . Ce critère nous permet de sélectionner les situations de secteur sud. Yates (2006) a en effet réalisé des tests de sensibilité de l'organisation en bandes à la direction du vent et a montré que plus le vent a une direction d'est, plus les structures en bandes s'atténuent. Les précipitations s'organisent en bandes lorsque le vent est de sud ;

2) Un cisaillement directionnel qui n'excède pas $15^\circ \cdot \text{km}^{-1}$. Le cisaillement directionnel est calculé selon l'équation Eq.2-3 ;

3) Une vitesse moyenne de vent dans la direction de référence entre le sol et 2000m d'au moins $7 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$.

Ces trois critères nous permettent d'une part d'avoir des précipitations localisées sur le relief et d'autre part de sélectionner un ensemble de situations pour lesquelles l'organisation en bandes est probable.

Pour l'évènement de CPP du 5 octobre 1987, le radiosondage répond aux 3 critères avec un écart moyen à la direction de référence de 22° , un cisaillement directionnel de $12^\circ \cdot \text{km}^{-1}$ et une vitesse moyenne dans la direction de référence (180°) de $10 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$. Les radiosondages du 14 novembre 1986 ne contiennent pas les données de vent, nous n'avons donc pas pu « valider » ces critères.

Quatre évènements de CP sont connus (le 3-4 octobre 1995, le 13-14 octobre 1995, le 12-13 novembre 1999 et le 8-9 septembre 2002). Nous souhaitons qu'à l'issue de l'application de nos critères de sélection ces 4 évènements ne se retrouvent pas dans la classe de temps finale. Avec les 3 critères dynamiques, les évènements du 12-13 novembre 1999 et du 8-9 septembre 2002 sont éliminés : le vent n'est pas exclusivement de secteur sud et le cisaillement directionnel est important. Les radiosondages du 3 octobre 1995, du 4 octobre 1995 à 00h TU et du 14 octobre 1995 répondent cependant à ces critères. C'est pourquoi nous complétons les critères dynamiques par des critères pluviométriques.

Les critères pluviométriques

Nous considérons les précipitations horaires sur les 24h autour du radiosondage. Pour chaque heure, nous calculons la moyenne des pluies non nulles et l'intermittence par secteur. Une échéance horaire sera associée à un évènement de CPP si la moyenne des pluies non nulles augmente avec l'altitude des pluviomètres, c'est-à-dire si la moyenne en secteur montagne est supérieure à la moyenne en secteur plaine. L'intermittence devra au contraire diminuer avec l'altitude. Pour tenir compte de la stationnarité des évènements, nous considérons que 3 heures consécutives doivent répondre à ces critères pour que l'évènement soit considéré comme CPP.

Ces considérations ne permettent cependant pas d'éliminer les évènements de précipitations stratiformes, ni les évènements de convection profonde localisés sur le relief, ni les orages isolés pouvant donner des précipitations uniquement sur le relief. Dans le cas d'un front qui traverserait la région dans le cas de précipitations stratiformes, les précipitations peuvent être plus intenses dans le secteur montagne que dans le secteur plaine et l'intermittence plus faible (les précipitations se déclenchant plus facilement sur les reliefs que dans les zones sans obstacle). Nous fixons alors arbitrairement un seuil sur l'intermittence. Schématiquement, si nous supposons un réseau de pluviomètres suffisamment dense pour rendre compte de l'alternance des zones pluvieuses et non pluvieuses des précipitations en bandes, l'intermittence en montagne devrait être de 50% : un pluviomètre sur deux enregistre de la pluie. Nous considérons donc que les précipitations

orographiques organisées en bandes ont une intermittence en montagne comprise entre 10% et 80%. Si l'intermittence est inférieure à 10% nous considérons que les précipitations sont associées à du renforcement orographique lors de précipitations stratiformes touchant l'ensemble de la région ou à un système convectif de meso-échelle stationnaire sur le relief. Si l'intermittence est supérieure à 80% nous considérons que les précipitations sont associées à des orages isolés.

Finalement l'ensemble des critères pluviométriques retenus est le suivant et illustré sur la figure 5-6 :

- nous retenons toutes les heures qui ont:
 - une intensité pluviométrique horaire moyenne en montagne supérieure à $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ et supérieure à l'intensité pluviométrique horaire moyenne en plaine ;
 - une intermittence en montagne inférieure à l'intermittence en piémont et à l'intermittence en plaine ;
 - une intermittence en montagne comprise entre 10% et 80% ;
 - une intermittence en piémont inférieure à l'intermittence en plaine et inférieure à 90% ou une intermittence en piémont et en plaine supérieure à 90% ;
 - une intermittence en plaine supérieure à 70% et une intermittence en piémont supérieure à 50% ;Ces deux derniers critères accentuent le choix de précipitations localisées en majorité sur le relief.
- Finalement, parmi les 24h autour du radiosondage, 3h consécutives minimum doivent correspondre aux critères précédents.

La figure 5-7 présente l'intermittence et la moyenne des pluies non nulles autour du radiosondage du 14 octobre 1995 à 12h TU et montre que cet évènement ne sera pas retenu, comme celui du 3-4 octobre 1995, dans l'ensemble final d'évènements de CPP car seulement une heure répond aux critères.

Les évènements de précipitations orographiques organisées en bandes du 5 octobre 1987 répondent bien à ces critères. Par ailleurs, nous retrouvons le radiosondage du 29 août 1976. L'évènement du 28-31 août 1976 est un évènement intense comportant une composante purement orographique en fin de journée le 28 août 1976 et la journée du 29 août (Tourasse, 1981).

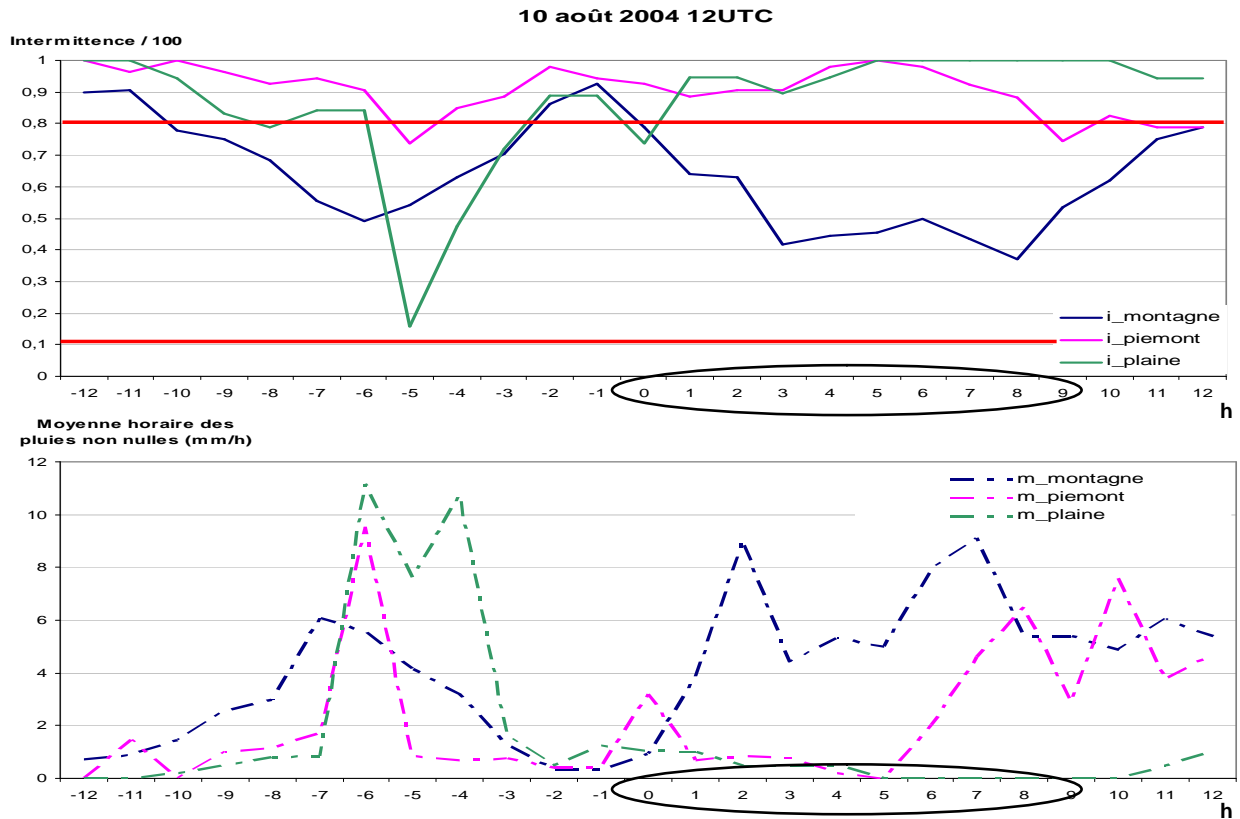


Figure 5-6 : Représentation de l'intermittence (en haut) et de la moyenne des pluies non nulles (en bas) par secteur (montagne : bleu ; piémont : rose ; plaine : vert) pour chacune des heures sur les +/- 12 heures autour du radiosondage du 10 août 2004 à 12h TU (h=0 sur le graphique). Les traits rouges délimitent l'intervalle dans lequel l'intermittence en montagne doit se trouver. L'ellipse noire représente les heures répondant aux critères pluviométriques. Plus de trois heures consécutives sont concernées : cet évènement correspond à des précipitations orographiques organisées en bandes et associées à de la convection peu profonde selon nos critères.

Ces critères dynamiques et pluviométriques semblent donc pertinents pour rechercher des évènements de CPP : le caractère orographique des précipitations est défini à travers les critères dynamiques et les critères pluviométriques dans leur ensemble. L'organisation en bandes est définie par le choix de se limiter au flux de secteur sud (Miniscloux et al., 2001 ; Yates, 2006) et de borner l'intermittence en montagne entre 10% et 80%. Les systèmes convectifs de meso-échelle de plaine sont éliminés par les critères sur la moyenne des précipitations et l'intermittence qui doivent respectivement augmenter et diminuer avec l'altitude. Les systèmes convectifs de meso-échelle stationnaires sur le relief sont quand à eux éliminés par les bornes fixées pour l'intermittence de montagne. Nous avons donc à ce stade des précipitations orographiques organisées en bandes.

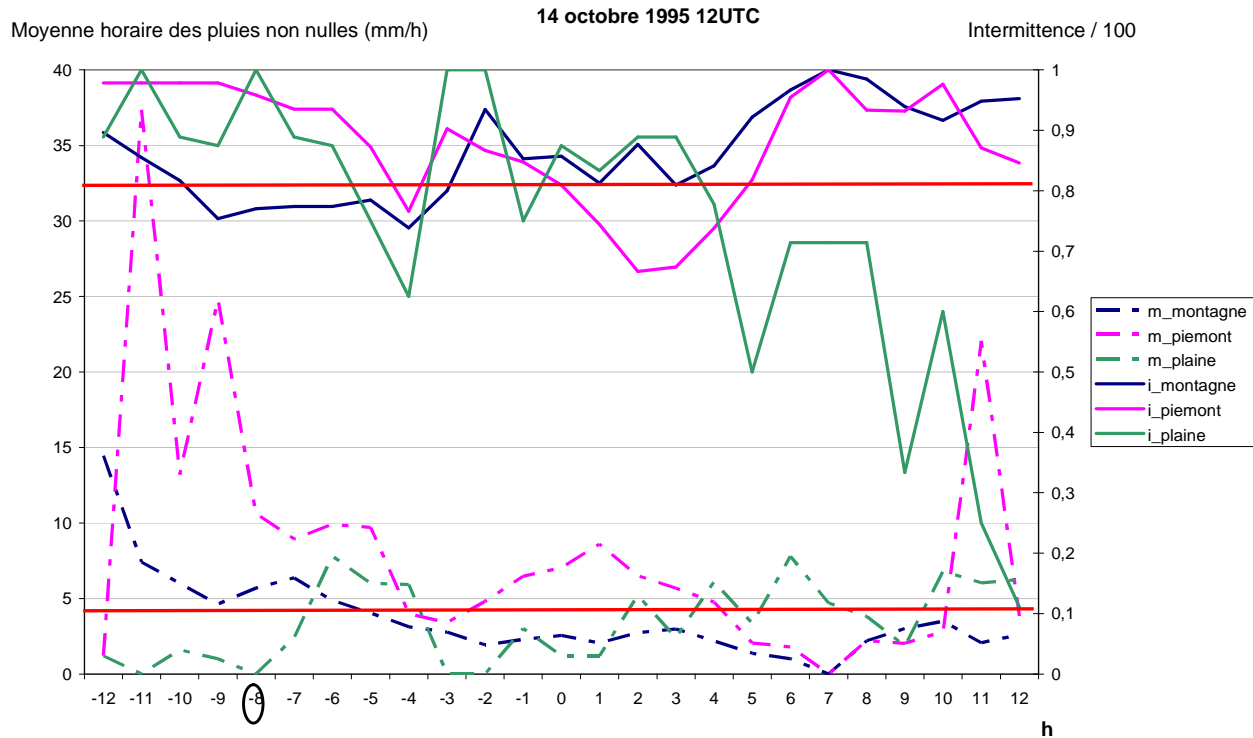


Figure 5-7 : Représentation de l'intermittence (traits pleins) et de la moyenne des pluies non nulles (traits pointillés) par secteur (montagne : bleu ; piémont : rose ; plaine : vert) pour chacune des heures sur les +/- 12 heures autour du radiosondage du 14 octobre 1995 à 12h TU (h=0 sur le graphique). Les traits rouges délimitent l'intervalle dans lequel l'intermittence en montagne doit se trouver. L'ellipse noire représente les heures répondant aux critères pluviométriques. Seule une heure est concernée. La flèche rouge indique la position du radiosondage

5.4.2. Elaboration de la classe de temps

L'application des trois critères dynamiques conduit à ne retenir que 880 radiosondages parmi les 21944 disponibles (soit 4% des radiosondages) (Fig. 5-8). Parmi ces 880 radiosondages, les données pluviométriques ne sont disponibles que pour 350 d'entre eux (soit 40%). L'application des critères pluviométriques permet de classer ces 350 radiosondages en deux groupes : le groupe des radiosondages représentatifs d'évènements de CPP composés de 121 radiosondages (soit 35% des 350 radiosondages) et le groupe des radiosondages caractéristiques d'autres systèmes précipitants, soit 229 radiosondages (Fig. 5-8).

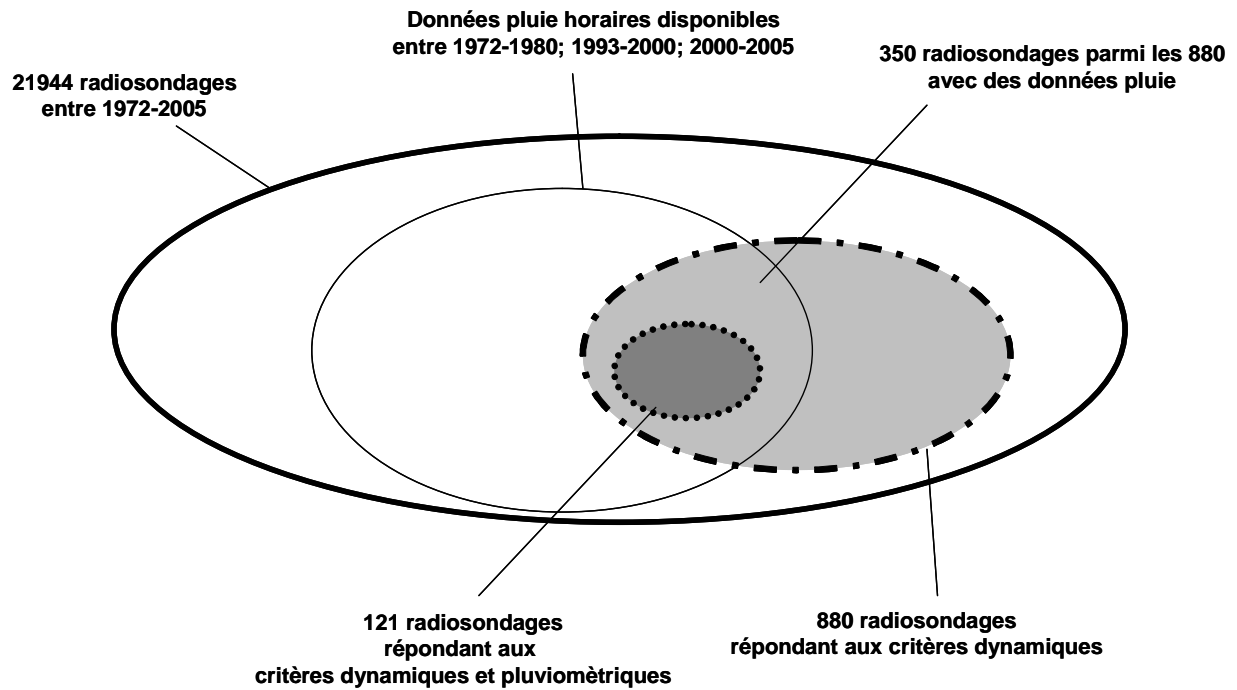


Figure 5-8 : Schématisation de l'ensemble des données disponibles et du nombre de radiosondages répondant aux critères dynamiques et pluviométriques

La liste des radiosondages composant les différents groupes est donnée en annexe 3. Nous avons testé la sensibilité du nombre de radiosondages extraits en fonction de l'intervalle dans lequel l'intermittence en montagne devait se trouver. La figure 5-9 montre que le nombre de radiosondages extraits est plus sensible au seuil haut qu'au seuil bas. Notre critère de 10% pour le seuil bas et de 80% pour le seuil haut conduit à retenir un nombre intermédiaire de radiosondages (121 contre ~240 si nous retenons le seuil haut 95%) parmi toutes les distributions. Certains évènements de CPP sont peut être manqués mais le seuil haut de 90% nous paraît trop élevé et correspondre à des précipitations isolées de manière plus certaine qu'à des précipitations organisées en bandes. Il est bien évident que le réseau de pluviomètres (localisation et densité) peut influencer le nombre de cas extraits en fonction des seuils.

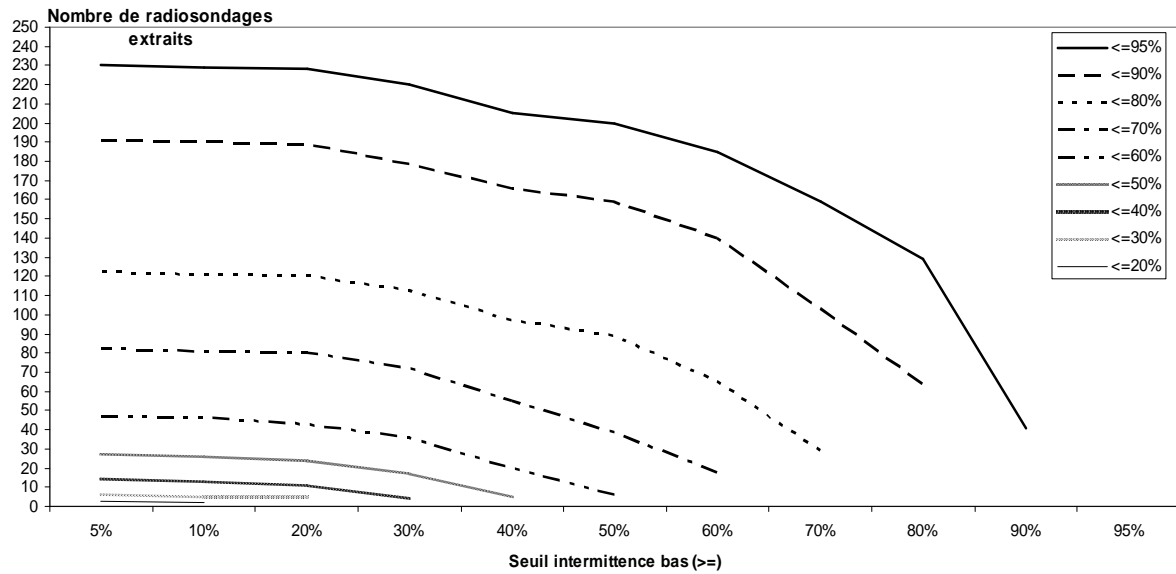


Figure 5-9 : Distribution du nombre de radiosondages extraits en fonction du critère sur l'intervalle de valeurs de l'intermittence en montagne. L'axe des ordonnées représente le nombre de radiosondages répondant alors à l'ensemble des critères pluviométriques. L'axe des abscisses représente le seuil bas de l'intervalle sur l'intermittence, les différentes courbes sont fonction du seuil haut de cet intervalle.

Parmi les 121 radiosondages extraits, nous disposons des observations radar pour quelques évènements (Fig. 5-10 à 5-14). Elles mettent en évidence la structure en bandes des précipitations, ce qui conforte la classe de temps, sans pour autant la valider. La validation est proposée à la section 5.5 et s'appuie sur des résultats de simulations avec MesoNH.

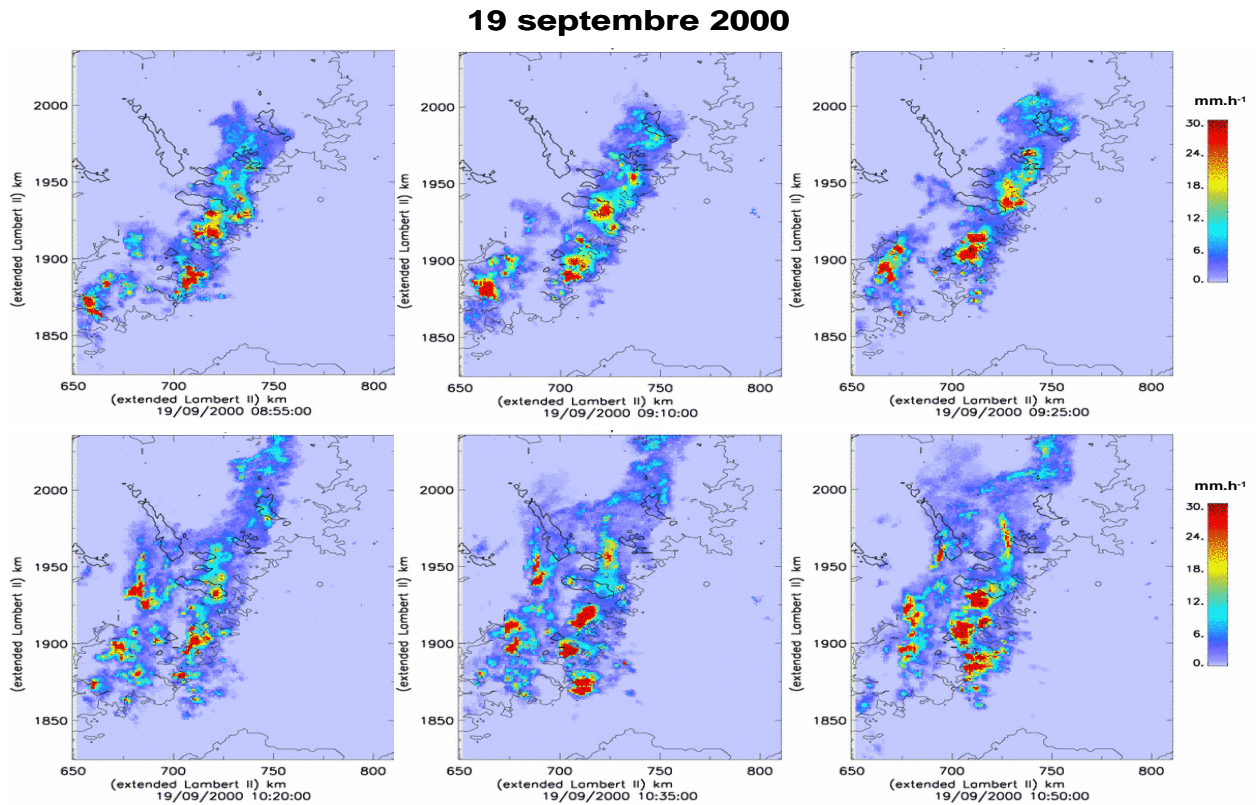


Figure 5-10 : Observations radar (Bollène) pour l'évènement du 19 septembre 2000. Le radiosondage extrait, caractéristique de convection peu profonde organisée en bandes, est celui du 19 septembre 2000 à 12h TU.

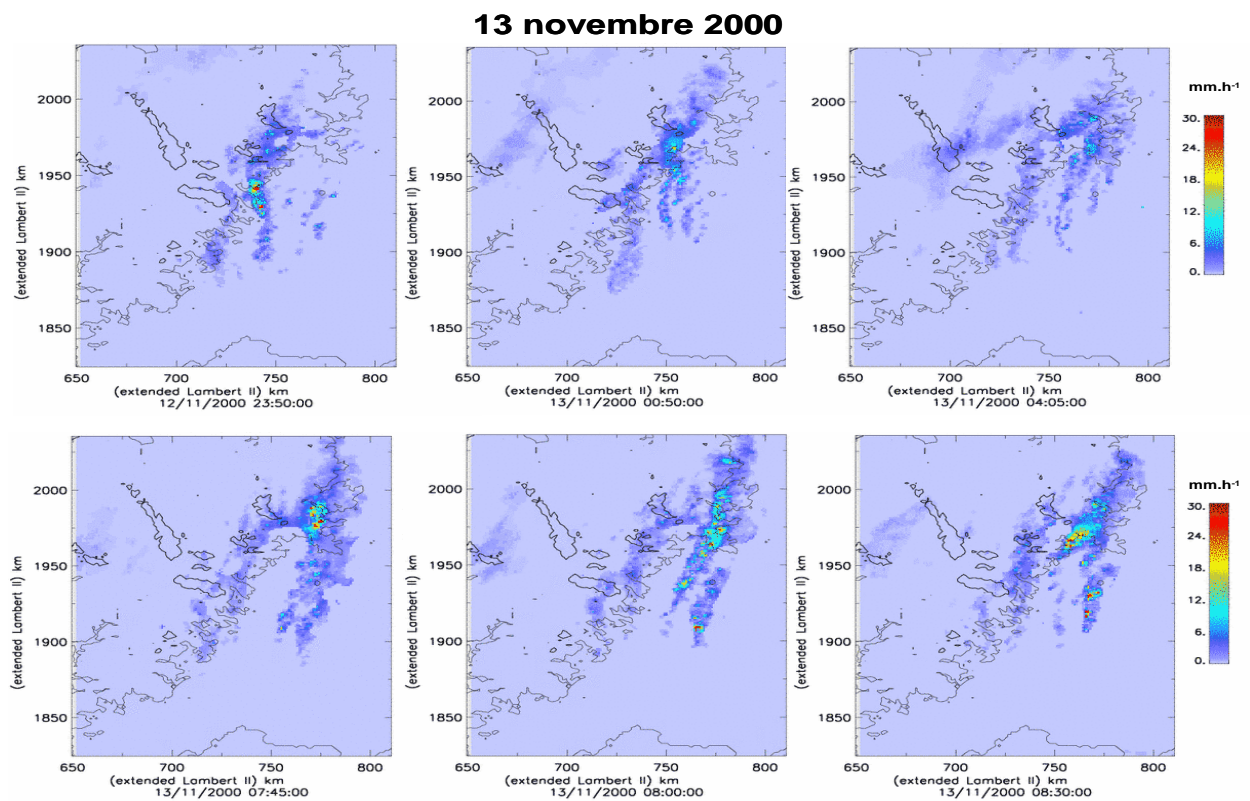


Figure 5-11 : Observations radar (Bollène) pour l'évènement du 13 novembre 2000. Les radiosondages extraits, caractéristiques de convection peu profonde organisée en bandes, sont ceux du 13 novembre 2000 à 00h TU et 12h TU.

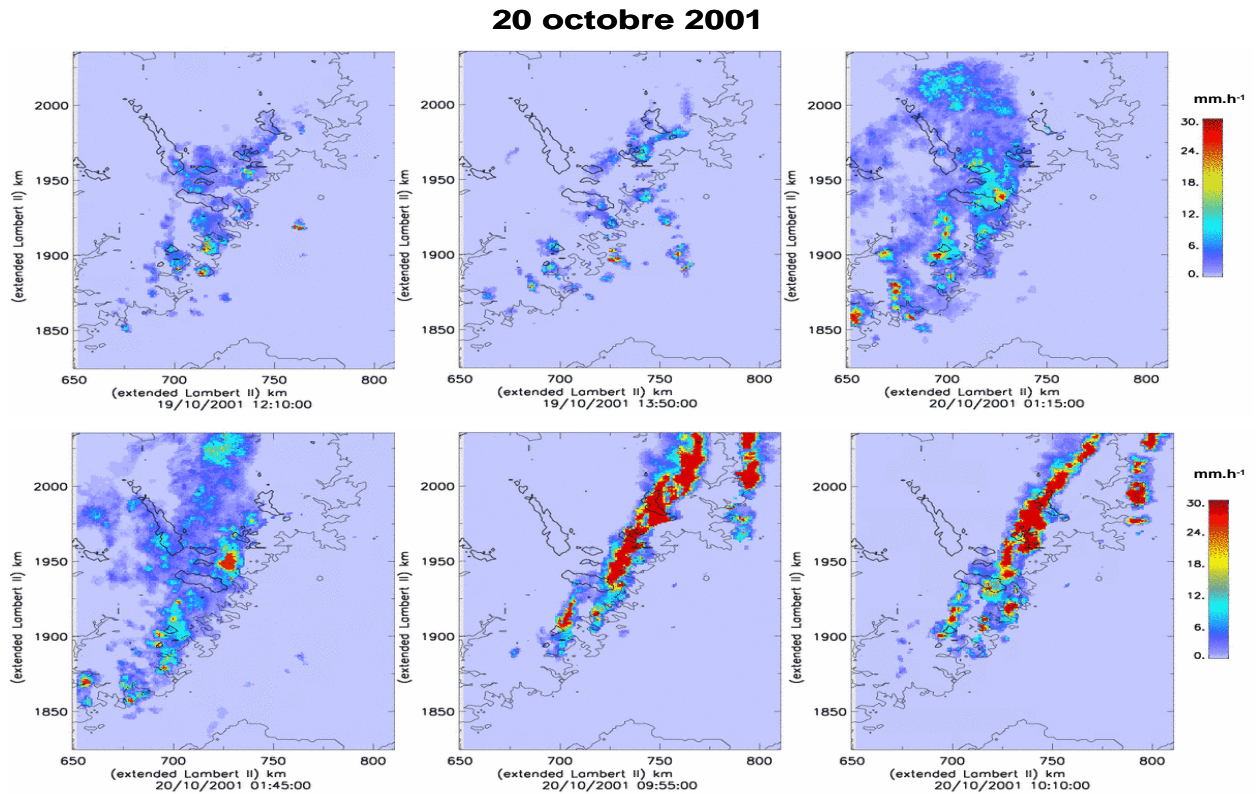


Figure 5-12 : Observations radar (Bollène) pour l'évènement du 20 octobre 2001. Les radiosondages extraits, caractéristiques de convection peu profonde organisée en bandes, sont ceux du 20 octobre 2001 à 00h TU et 12h TU.

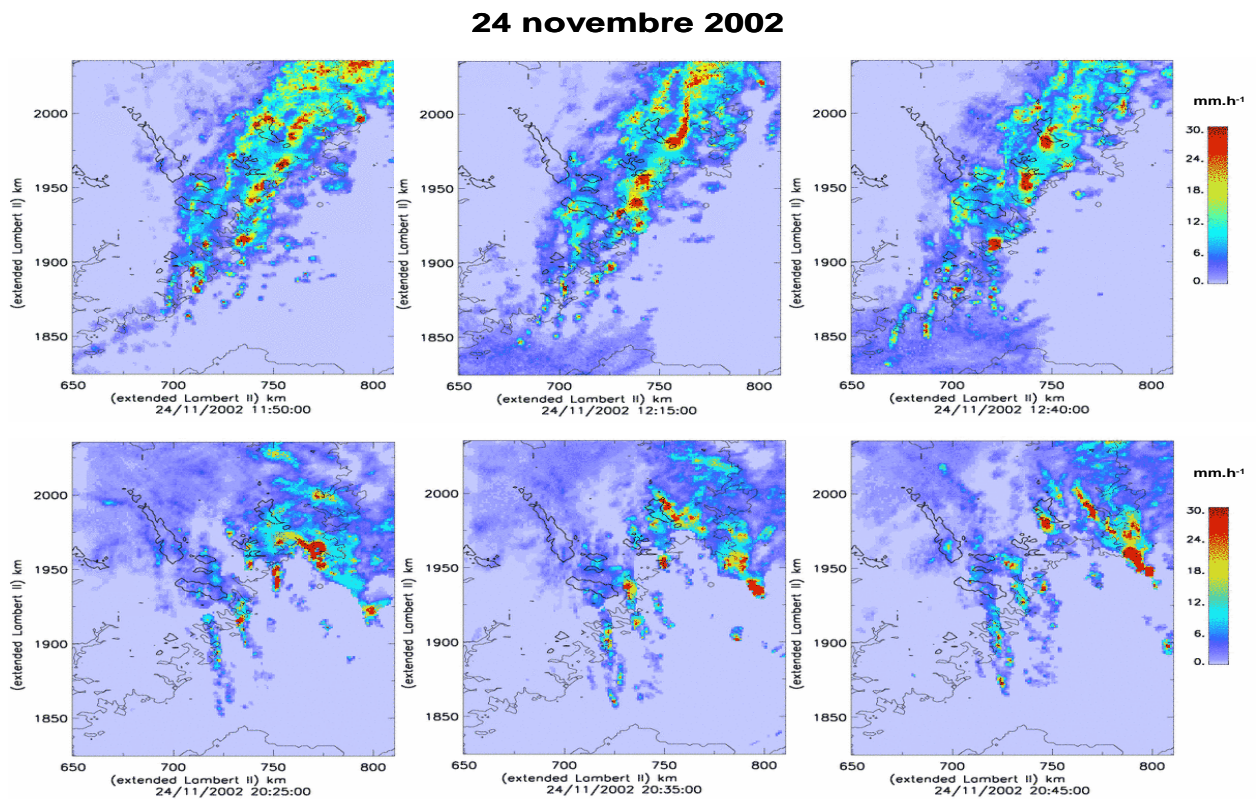


Figure 5-13 : Observations radar (Bollène) pour l'évènement du 24 novembre 2002. Les radiosondages extraits, caractéristiques de convection peu profonde organisée en bandes, sont ceux du 24 novembre 2002 à 12h TU et du 25 novembre 2002 à 00h TU.

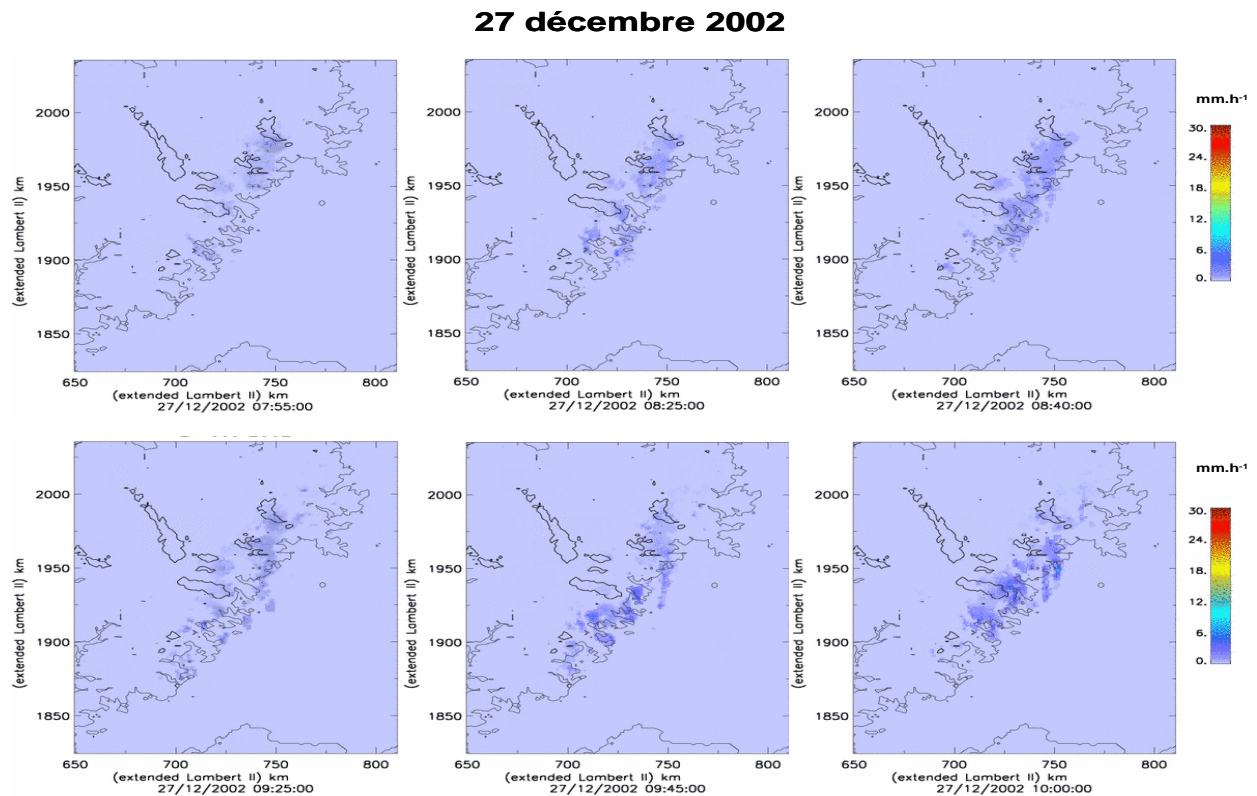


Figure 5-14 : Observations radar (Bollène) pour l'évènement du 27 décembre 2002. Le radiosondage extrait, caractéristique de convection peu profonde organisée en bandes, est celui du 27 décembre 2002 à 12h TU

5.4.3. Description de la classe de temps

Nous disposons maintenant de trois groupes de radiosondages : le groupe des 880 radiosondages répondant aux critères dynamiques, le groupe des 229 radiosondages répondant aux critères dynamiques mais ne répondant pas aux critères pluviométriques et le groupe des 121 radiosondages, composant notre classe de temps « évènements de convection peu profonde organisée en bandes » (CPP). Nous employons le mot « évènement » par abus de langage pour désigner les radiosondages et les précipitations associées. Il ne s'agit pas de l'ensemble de l'épisode pluvieux, mais seulement des heures répondant aux critères pluviométriques parmi les 24h autour du radiosondage.

Occurrences interannuelles

Le nombre de radiosondages répondant aux critères dynamiques augmente légèrement avec les années, notamment à partir des années 1990 (Fig. 5-15). La variabilité inter-annuelle des radiosondages de CPP est liée aux lacunes des données pluies (Fig. 5-15). L'ensemble des données étant le plus complet entre 1993-2000, c'est en toute logique que le nombre le plus important de radiosondages de ce groupe se retrouve sur cette période.

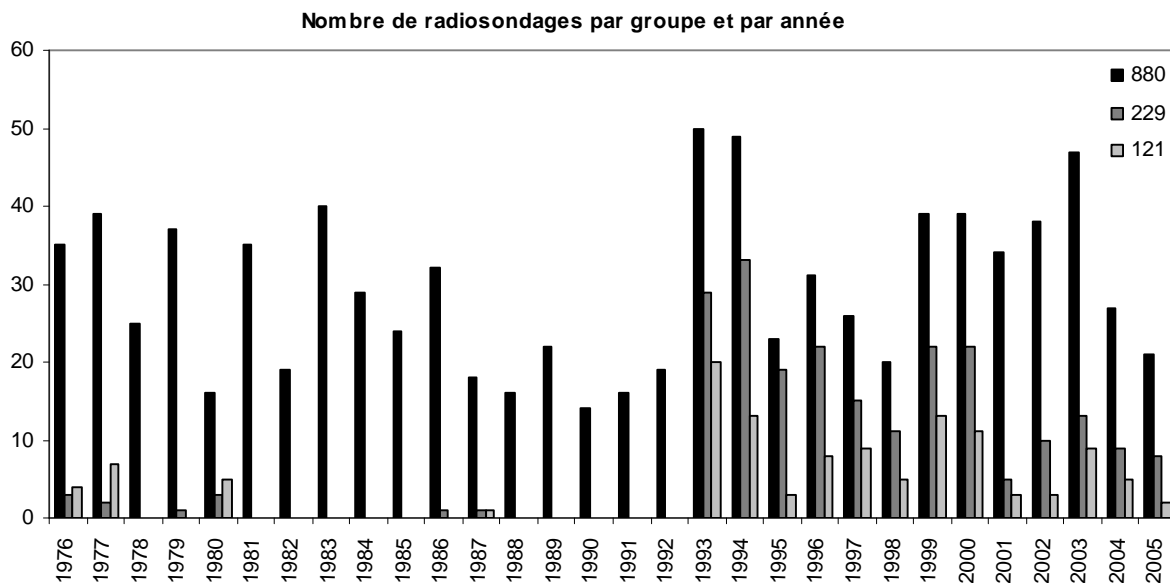


Figure 5-15 : Répartition interannuelle des radiosondages des trois groupes : noir : les 880 radiosondages, gris foncé : les 229 radiosondages et gris clair : les 121 radiosondages de convection peu profonde organisée en bandes

Saisonnalité

La répartition des radiosondages des différents groupes selon les saisons est présentée sur la figure 5-16. Les 880 radiosondages se répartissent majoritairement entre le printemps et l'automne. Le nombre de radiosondages répondant aux critères pluies est le plus élevé en automne. Ce résultat est biaisé par la constitution de l'ensemble des données pluviométriques. Nous rapportons alors le nombre d'évènements de CPP au nombre d'évènements dans la classe de temps pour avoir la proportion d'évènements de CPP par saison par rapport aux nombres d'évènements présents pour cette même saison. Nous avons la répartition suivante : 3% des évènements qui ont lieu au printemps dans la classe de temps font partis des 121 extraits, 1,5% des évènements qui ont lieu en été font partis des 121 extraits, et les pourcentages sont de 3,2% pour l'automne et de 1,6% en hiver.

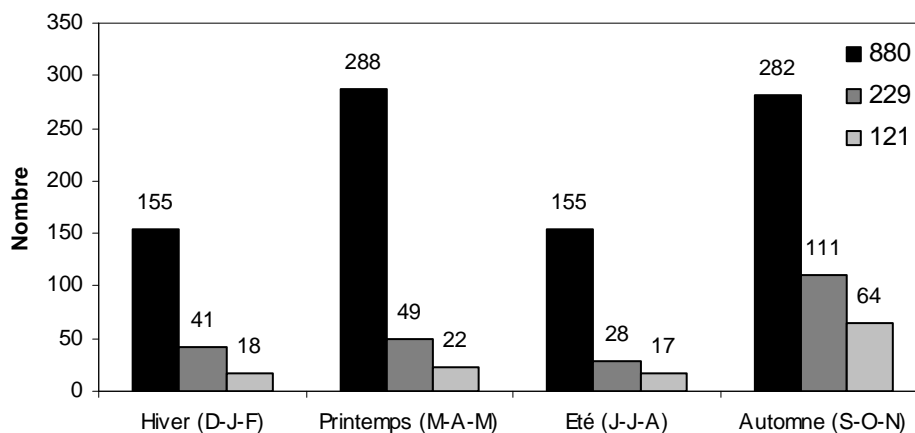


Figure 5-16 : Saisonnalité des radiosondages extraits : noir : les 880, gris foncé : les 229, gris clair : les 121 de convection peu profonde organisée en bandes. Le nombre de radiosondages par saison pour chaque groupe est indiqué au dessus des histogrammes

Durée des « évènements » et intensité pluvieuse

A chaque radiosondage sélectionné pour un évènement de CPP correspond un nombre d'heures répondant aux critères pluviométriques. Le tableau 5-1 indique le nombre de radiosondages associé à une durée (en heures) où les critères pluviométriques sont validés. Au total, 842h répondent aux critères pluviométriques. En moyenne, un évènement de CPP dure 7h. La moyenne des pluies non nulles sur les 842h est de 4mm.h^{-1} pour les pluviomètres du secteur montagne, $2,2\text{mm.h}^{-1}$ pour les pluviomètres du secteur piémont et de $0,3\text{mm.h}^{-1}$ pour les pluviomètres du secteur plaine. Sur les 842h extraites, l'intensité horaire (moyenne sur un secteur) la plus élevée est de 17mm.h^{-1} en montagne, 24mm.h^{-1} en piémont et 12mm.h^{-1} en plaine.

Durée (h) où les critères pluviométriques sont validés	Nombre de radiosondages (parmi les 121)
3	14
4	18
5	18
6	15
7	14
8	13
9	6
10	2
11	5
12	8
13	2
14	2
15	1
16	1
17	1
18	0
19	1
Moyenne = 7h	

Tableau 5-1 : Nombre de radiosondages associé à un nombre d'heures pendant lesquelles les caractéristiques pluviométriques recherchées sont validées.

Jusqu'à présent nous avons considéré que, à un radiosondage (parmi les 121), correspondait un évènement de CPP. Cependant certains radiosondages successifs répondent à l'ensemble des critères. Nous pouvons alors également appelé « évènement » cet ensemble de radiosondages successifs. Dans ce cas, nous avons 58 évènements constitués d'un seul radiosondage, 19 évènements constitués de 2 radiosondages successifs, 4 évènements constitués de 3 radiosondages successifs, 2 évènements constitués de 4 radiosondages successifs et 1 évènement constitué de 5 radiosondages successifs. Parfois, la continuité se fait en termes de jours consécutifs même si tous les radiosondages de ces jours ne sont pas extraits. Par exemple, les radiosondages du 8 novembre 1976 à 12h TU et du 9 novembre 1976 à 12h TU répondent aux critères dynamiques et pluviométriques mais ce n'est pas le cas du radiosondage du 9 novembre 1976 à 00h TU. Ainsi, nous avons 58 évènements d'un jour, 15 évènements de 2 jours, 2 évènements de 3 jours et 2 évènements de 4 jours.

Quelque soit la définition que nous donnons à un évènement nous avons donc une continuité dans les situations répondant aux caractéristiques dynamiques et pluviométriques recherchées.

5.5. Validation de la classe de temps

Afin de valider cette classe de temps composée de 121 radiosondages caractéristiques d'évènements de CPP, nous utilisons la simulation numérique à l'aide du modèle MesoNH dans sa configuration présentée au chapitre 3. Nous réalisons une simulation de 26h : seules les deux dernières heures sont analysées. Nous disposons pendant ces deux heures des sorties du modèle toutes les 5 minutes. Dans un premier temps, nous choisissons de simuler le radiosondage générique caractéristique de nos évènements. Ce radiosondage correspond à la moyenne de l'ensemble des 121 radiosondages sur les variables d'entrée du modèle. Il est représenté sur la figure 5-17.

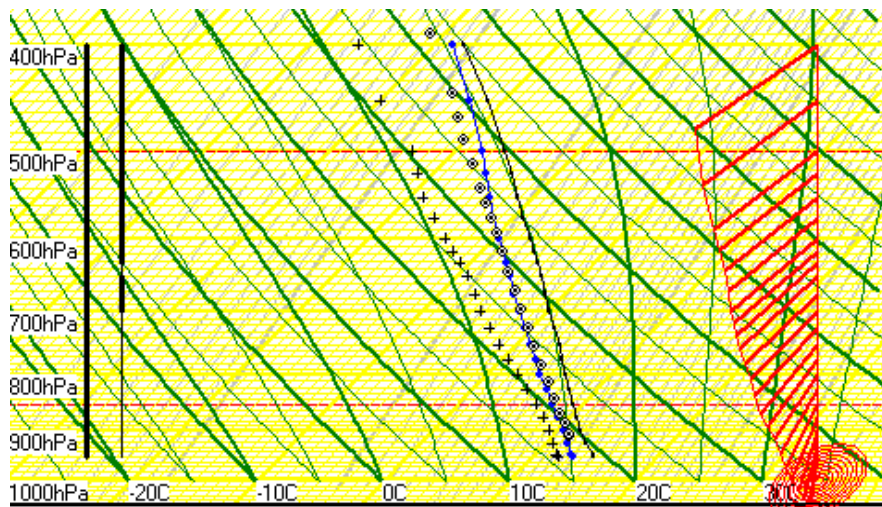


Figure 5-17 : Radiosondage générique représentatif des 121 évènements de CPP.

L'analyse géostatistique des pluies simulées est proposée uniquement sur celles simulées dans le domaine fils. Les pluies simulées sont comparées aux « seules » observations disponibles (Miniscloux et al., 2001).

5.5.1. Distribution des précipitations simulées dans l'espace

La structure du champ de pluie est présentée sur la figure 5-18, où sont représentées la moyenne horaire des précipitations totales (tous les hydrométéores sont pris en compte) et la variance du cumul.

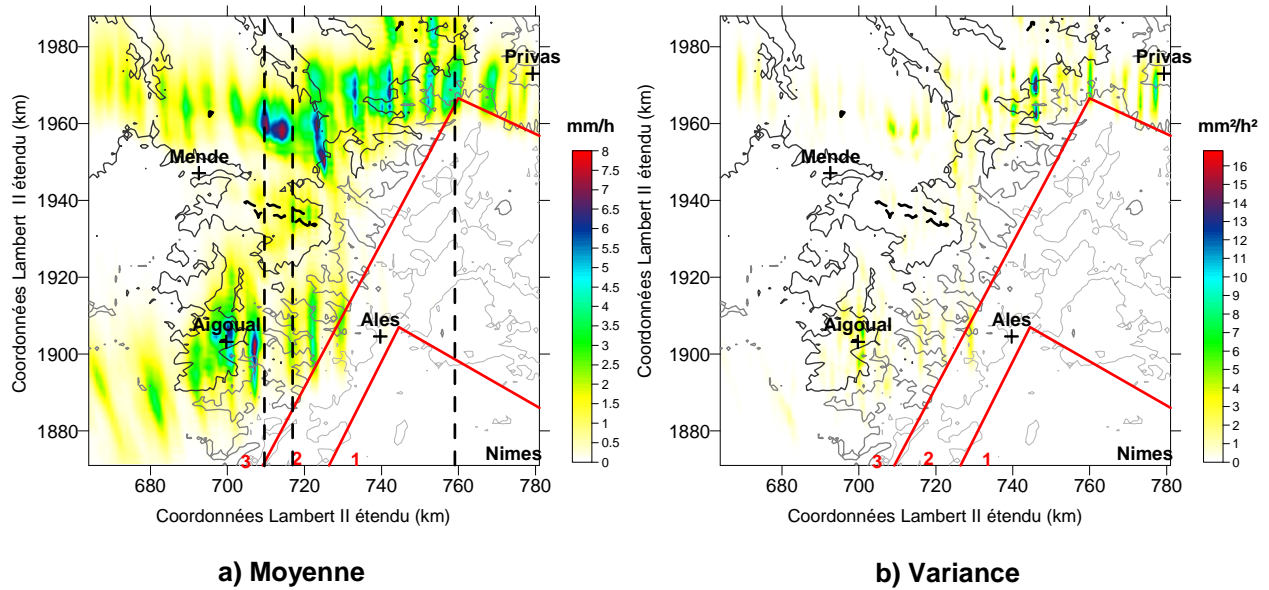


Figure 5-18 : a) Moyenne horaire des précipitations simulées à partir du radiosondage générique des 121 événements de CPP et b) variance. Les principales villes sont représentées par les croix, le relief est en isocontours dégradés gris à noirs : 200m, 500m, 1000m et 1500m. Les traits rouges délimitent les trois secteurs : plaine (1), piémont (2) et montagne (3). Les traits verticaux pointillés noirs correspondent à la position des coupes verticales de la figure 5-19.

L'analyse de la figure 5-18a montre que les précipitations associées au radiosondage générique sont localisées sur le relief (secteur 3), elles sont organisées en bandes (alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses) orientées sud-nord. La figure 5-19 montre que ces précipitations sont associées à de la convection peu profonde : sur les trois coupes verticales de la quantité d'hydrométéores présents, l'extension verticale des nuages ne dépasse pas 4 kilomètres. Les cartes de la moyenne (Fig. 5-18a) et de la variance (Fig. 5-18b) indiquent une fluctuation conjointe : les pluies sont localisées au même endroit au cours du temps : elles sont stationnaires mais varient légèrement en intensité. L'intensité horaire maximale est de $8\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Le gradient longitudinal de pluie est important. En effet, l'intensité pluvieuse moyenne peut varier de moins de $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ à $8\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en moins de 10km. Ces mêmes valeurs ont été observées lors des événements orographiques de novembre 1986 et octobre 1987. La moyenne des précipitations horaires supérieures à $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ est de $2,3\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

Nous avons appliqué nos critères d'extraction au champ de pluie simulé afin d'apprécier leur validité. Si nous considérons l'ensemble des pixels composant la grille de simulation pour le calcul des moyennes et des intermittences dans les différents secteurs, le champ de pluie simulé répond aux critères. Par contre, si nous calculons nos critères à partir des précipitations simulées au droit des pluviomètres, le champ de pluie simulé ne répond pas aux critères (intermittence nulle en montagne et en plaine, même en considérant comme pluie nulle les pluies simulées inférieures à $0,1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). Ce résultat met en évidence un point sensible de notre démarche. Les événements de CPP extraits sont ils dépendant de la structure du réseau ?

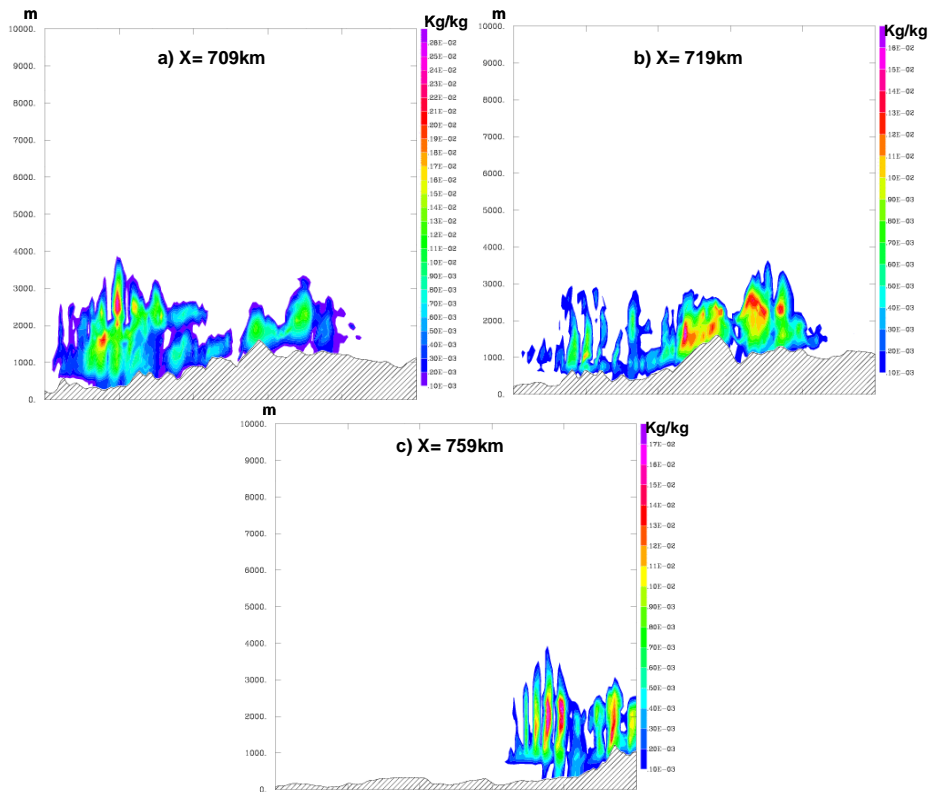


Figure 5-19 : Coupes verticales instantanées de la totalité des hydrométéores présents dans l'atmosphère en a) $X=709\text{km}$, b) $X=719\text{km}$ et c) $X=759\text{km}$. La position de ces coupes est représentée par les traits verticaux pointillés sur la figure 5-18.

Afin de mettre en évidence l'anisotropie du champ de pluie et de calculer le rapport longueur/largueur de la structure pluvieuse, nous calculons le variogramme 2D (Fig. 5-20) à partir du champ de pluie simulé et enregistré toutes les 5 minutes. Toutes les pluies, même nulles, sont considérées. La taille de fenêtre glissante considérée pour la détermination des couples de points utilisés dans le calcul du variogramme est de $70 \times 70 \text{km}^2$.

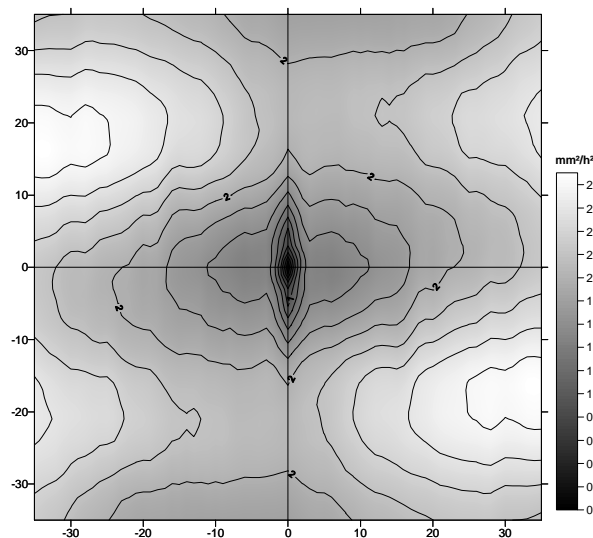


Figure 5-20 : Variogramme 2D obtenu pour l'ensemble des pluies simulées avec le radiosondage générique des 121 évènements de CPP et enregistrées toutes les 5 minutes.

Figure 5-20, il ressort que la structure du champ de pluie est clairement anisotrope avec une orientation sud-nord marquée. En considérant le contour $1,5 \text{ mm}^2 \cdot \text{h}^{-2}$ représentant 50% de la variance expliquée, la longueur de corrélation sud-nord est de 8km tandis que la longueur de corrélation ouest-est est de 2km environ. Le rapport de longueur sur largeur est donc de 4. La légère répétition de la forme elliptique à 5km est liée à l'espacement entre les bandes. Cet espacement est plus faible que celui observé par Miniscloux et al. (2001) (10km, lié à l'espacement entre les vallées et les épaulements, Fig. 5-21). Cette analyse du variogramme résume les principales caractéristiques de l'organisation spatiale du champ de pluie orographique à l'échelle des bandes de pluie.

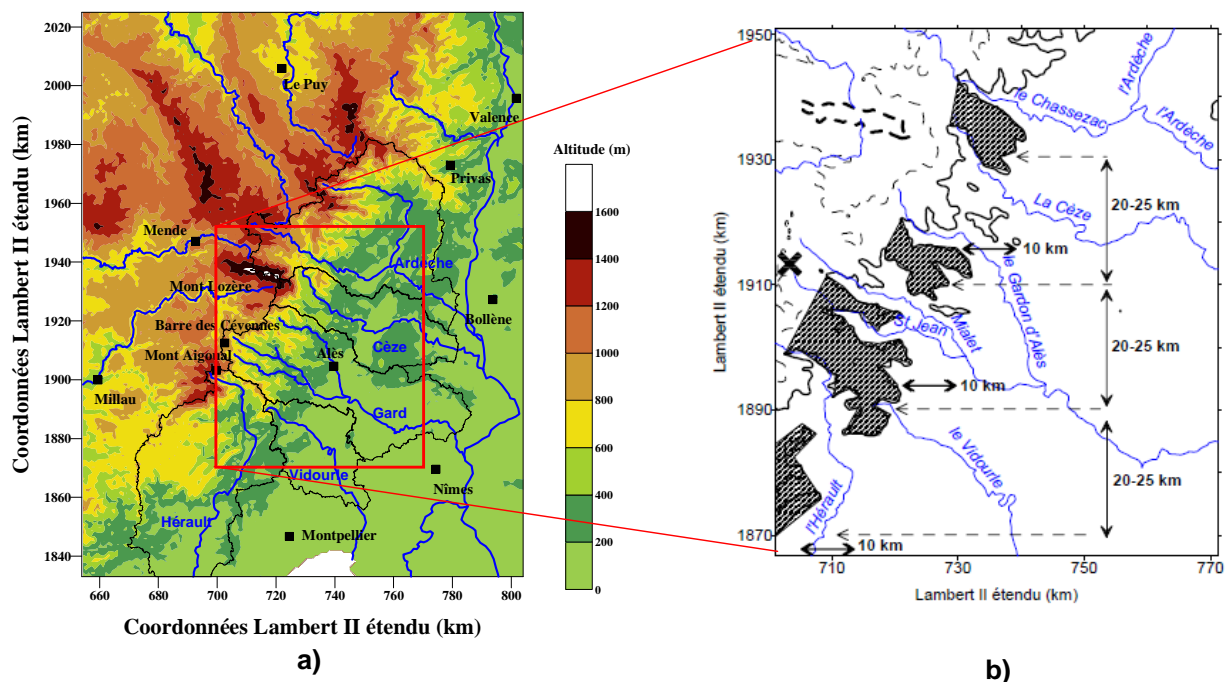


Figure 5-21 : a) Région Cévennes-Vivarais et b) représentation schématique des éléments du relief cévenol qui participent à la localisation des précipitations sous forme de bandes. Les lignes de niveau sont 500m (gras), 1000m (pointillés fins) et 1500m (pointillés gras). Les hachures marquent schématiquement les lieux de déclenchement de la pluie.

5.5.2. Distribution des cellules de pluie dans l'espace

L'analyse des cellules de pluie dans l'espace permet de voir si ces cellules sont déclenchées ou non par des éléments spécifiques du relief. Nous choisissons un seuil de $4 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ pour délimiter les cellules de pluie. La figure 5-22 présente un exemple d'identification de cellules montrant que chaque champ de pluie à 5 minutes peut contenir plusieurs cellules.

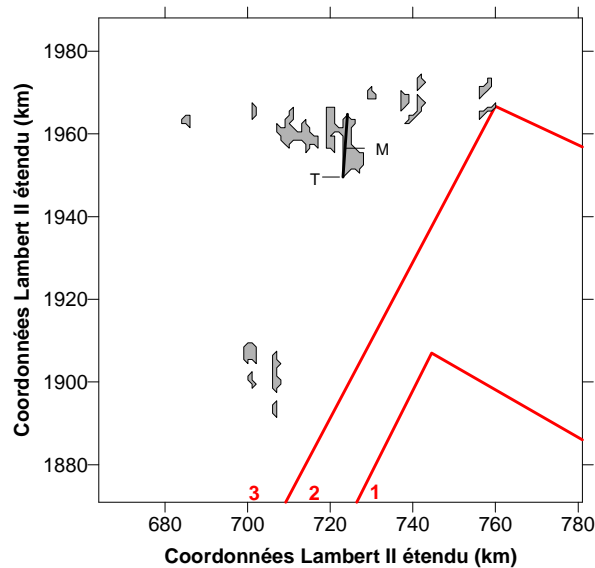


Figure 5-22 : Identification des cellules de pluie pour le premier champ de pluie simulé. Les pixels gris ont une valeur supérieure ou égale à $4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Les cellules sont représentées par les contours noirs. T correspond au point de déclenchement de la cellule et M indique son grand axe.

Sur les 25 champs de pluie disponibles (toutes les 5min pendant les deux dernières heures de simulation), 530 cellules ont été identifiées. Pour chaque cellule, des éléments morphologiques sont déterminés :

- la surface : estimée à partir du nombre de pixels qui la composent ;
- le grand axe M : défini comme le plus grand segment inclus dans la cellule (Fig. 5-22) ;
- le point de déclenchement T : défini comme l'extrémité sud du grand axe, de par l'hypothèse que le vent est de secteur sud (Fig. 5-22).

La distribution de ces paramètres est présentée sur la figure 5-23. La distribution des orientations des grands axes est globalement symétrique avec une valeur médiane de N-185°E. Le pic de cellules orientées entre N-160°E et N-170°E correspond aux cellules légèrement inclinées vers l'ouest dans le secteur sud-ouest (Fig. 5-18). La valeur médiane observée par Miniscloux et al. (2001) est de N-200°E. Les distributions des surfaces et des longueurs sont asymétriques avec des valeurs médianes respectivement de 11km^2 et 5km ($13\text{-}18\text{km}^2$ et $5\text{-}6\text{km}$ pour les valeurs observées indépendamment du seuil). Le rapport de longueur sur largeur des cellules est d'environ 1,8. L'orientation et l'anisotropie des cellules expliquent la structure du champ de pluie mis en évidence par le variogramme 2D (Fig. 5-20). Les bandes de pluie sont constituées de plusieurs cellules.

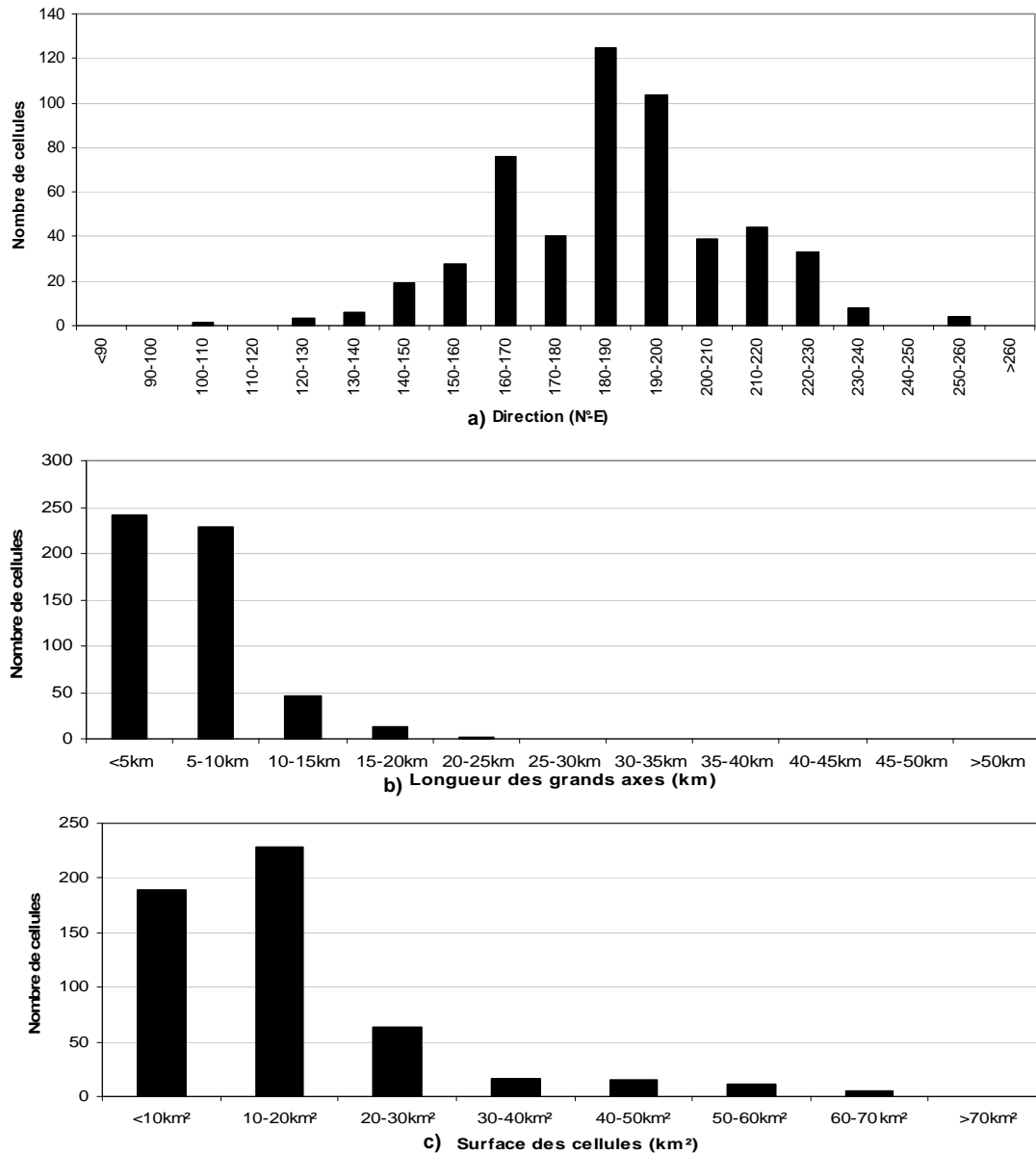


Figure 5-23 : Distribution des trois paramètres morphométriques des cellules de pluie : a) orientation des grands axes, b) longueur des grands axes et c) surface des cellules pour un seuil à $4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$.

La distribution des cellules de pluie dans l'espace et leur relation avec la topographie sont analysées à partir d'une analyse lagrangienne. Le résultat de cette analyse est présenté sur la Figure 5-24.

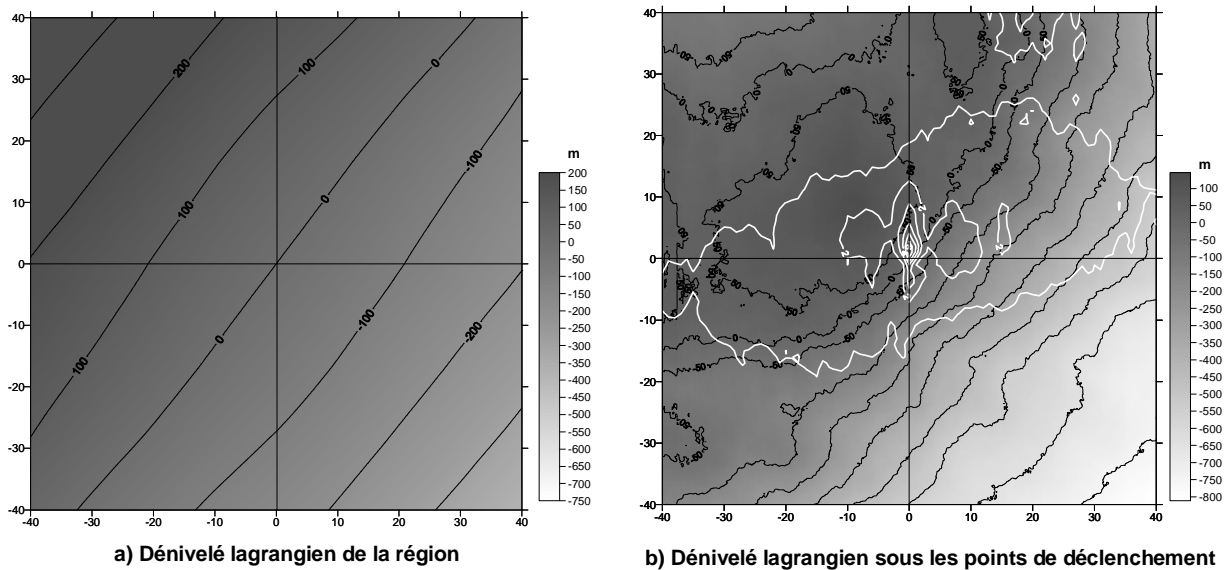


Figure 5-24 : a) Dénivelé lagrangien de la région et b) dénivelé lagrangien sous les points de déclenchement en niveaux de gris dans une fenêtre de 80x80km² et champ de pluie moyen autour du point de déclenchement en isocontours blancs (mm.h⁻¹).

Figure 5-24, nous observons que le dénivelé moyen autour des points de déclenchement diffère du dénivelé moyen de la région de par la pente de ce dénivelé mais également par la forme du relief moyen autour des points de déclenchement. Les pluies ne sont pas uniquement déclenchées par la pente du relief mais également par la présence de structure fine du relief comme le montrent Cosma et al., (2002). Ceci est confirmé avec les précipitations simulées à partir du radiosondage générique. Les cellules de pluie se déclenchent sur les bords sud-est d'un élément de relief (Fig. 5-24b). La pente du relief moyen est d'environ 200m pour 10km (direction sud-est) autour des cellules pluvieuses alors qu'elle est d'environ 100m pour 10km pour le relief de la région (Fig. 5-24a). L'écart entre ces deux dénivelés correspond à la valeur observée par Miniscloux et al. (2001). Le champ de pluie moyen est limité par les isolignes blanches (Fig. 5-24b) orientées sud-nord. Il a les mêmes caractéristiques que celles déterminées à partir du variogramme 2D.

5.5.3. Dynamique de la pluie à l'intérieur des bandes orographiques

Pour étudier la dynamique de la pluie à l'intérieur des bandes orographiques, nous utilisons le variogramme 2D de la fonction de structure spatio-temporelle (Range Time Indicator ou RTI). Sur la Figure 5-25 est présenté le variogramme 2D du RTI calculé dans la direction sud-nord en X=718km à partir duquel nous déterminons la longueur des cellules (longueur de corrélation selon l'axe des abscisses), l'auto-corrélation de la pluie dans le temps (corrélation suivant l'axe des ordonnées), la vitesse d'advection des cellules et leur période de régénération. Dans le cas de la bande à X=718km,

ces caractéristiques sont respectivement de : 5km pour la longueur de corrélation (légèrement plus faible que celle déterminée avec le variogramme 2D du champ de pluie figure 5-20 mais égale à la valeur observée en 1986-1987), 10min pour l'auto corrélation de la pluie dans le temps (même valeur que celle observée), la vitesse d'advection est d'environ 70km.h^{-1} , et la période de régénération est 70min environ. La vitesse du vent à 1500m est de l'ordre de 60km.h^{-1} mais la vitesse moyenne du vent sur l'ensemble du radiosondage est de l'ordre de 70km.h^{-1} . L'advection des cellules ne semble donc pas dépendre uniquement de la vitesse dans les basses couches contrairement à ce qu'ont observé Miniscloux et al. (2001).

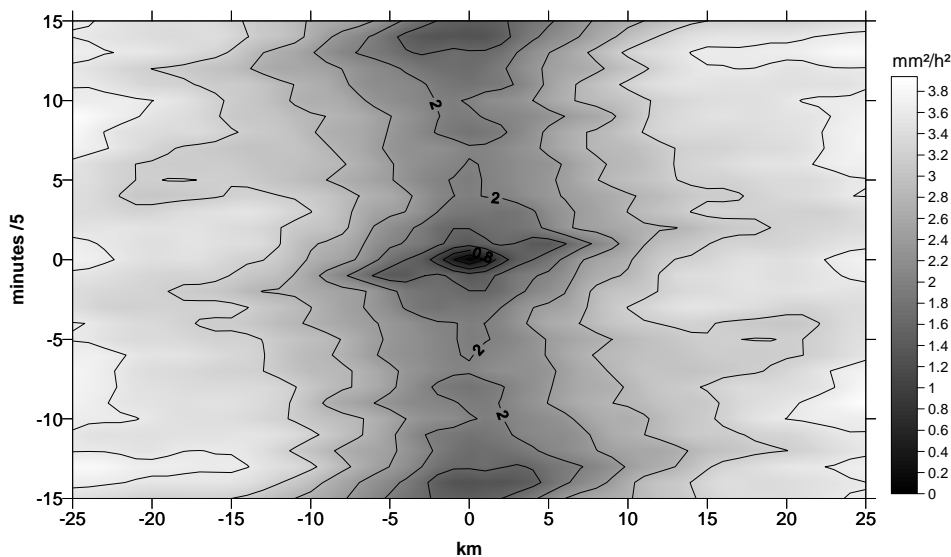


Figure 5-25 : Variogramme 2D du RTI calculé en X=718km.

Les pluies simulées avec le radiosondage générique sont caractéristiques de précipitations orographiques, organisées en bandes et nous montrons qu'elles sont associées à de la convection peu profonde. Nous pouvons considérer ceci comme un élément de validation de la classe de temps d'évènements de CPP : le radiosondage moyen contient les caractéristiques nécessaires à la formation des bandes.

5.5.4. Simulations de 4 autres évènements pluvieux répondant aux critères dynamiques mais ne répondant pas aux critères pluviométriques

Dans la partie III de ce document, la variabilité intra-classe de notre classe de temps d'évènements de CPP est explicitement étudiée à partir des résultats de simulation d'une vingtaine d'évènements de CPP. Dans cette section, nous proposons d'analyser les champs de pluie simulés en forçant MesoNH avec 4 radiosondages répondant aux critères dynamiques mais ne répondant pas aux critères pluviométriques.

Les 4 radiosondages ont été choisis de la manière suivante : 1) réalisation d'une ACP sur les 229 radiosondages à partir des variables de base (géopotential, température, humidité relative, vitesse du vent tous les 50hPa entre 950hPa et 400hPa) ; 2) sélection des radiosondages les mieux reconstitués à partir des 3 premiers axes factoriels ; 3) choix arbitraire de 4 radiosondages dispersés dans le nuage de points. Ainsi parmi les 229 radiosondages, les 4 dates suivantes ont été simulées : 1) le 21 avril 1993 à 00h TU, 2) le 4 octobre 1995 à 00h TU (ce radiosondage fait partie d'un évènement de convection profonde connu sur la région (Ducrocq et al, 2002)) ; 3) le 25 février 1996 à 12h TU et 4) le 7 octobre 2001 à 00h TU. Nous avons réalisé la même analyse géostatique que précédemment sur ces 4 simulations. La figure 5-26 présente les 4 champs de pluie horaire moyens simulés et comparés au champ de pluie horaire moyen simulé avec le radiosondage générique représentatif des évènements de CPP.

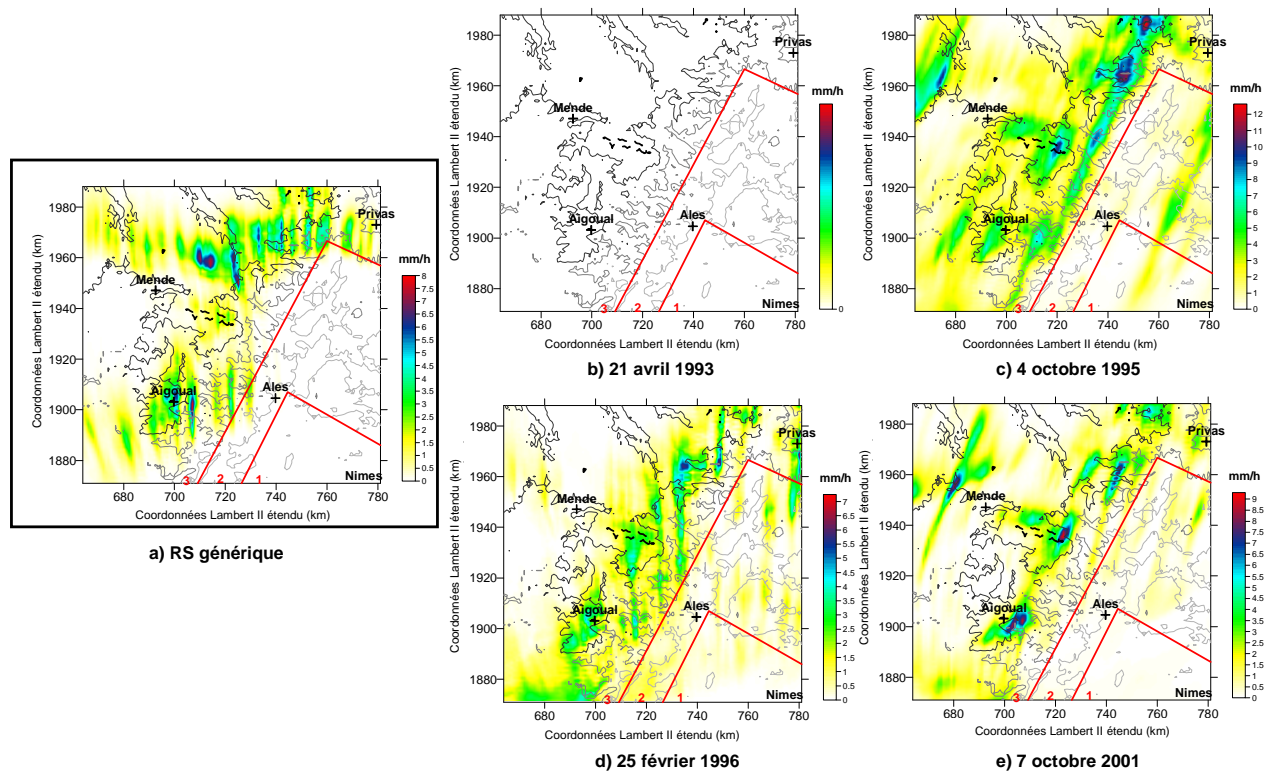


Figure 5-26 : Même légende que la figure 5-18a pour 4 évènements pluvieux répondant aux critères dynamiques mais ne répondant pas aux critères pluviométriques (b à e). Les précipitations horaires moyennes obtenues avec le radiosondage générique sont rappelées en a). Les échelles ne sont pas les mêmes pour chacune des simulations.

Les précipitations simulées sont de faible intensité et présentent des maxima locaux de $12\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ pour l'évènement du 4 octobre 1995. Le radiosondage du 21 avril 1993 (Fig. 5-26b) ne produit pas de pluie. C'est en effet un épisode pour lequel il n'y a seulement qu'une heure pluvieuse observée. Pour les trois autres dates, les précipitations simulées sont principalement localisées dans le secteur 3 (montagne). Pour les radiosondages du 5 octobre 1995 (Fig. 5-26c) et du 7 octobre 2001 (Fig. 5-26e),

le champ de pluie associé ne présente pas de structure en bandes au sens de la définition donnée au chapitre 1. Certes les précipitations les plus intenses s'étendent longitudinalement le long de la ligne de crête mais nous n'observons pas d'alternance de zones pluvieuses et de zones non pluvieuses orientées sud-nord. Le 5 octobre 1995 toute la zone de relief enregistre des précipitations, les intensités maximales se situant au niveau des principaux sommets (Mont Aigoual, Lozère). Le 7 octobre 2001, le champ de pluie se limite principalement à des cellules intenses au niveau de ces mêmes sommets (exceptée une bande de pluie au nord de Mende). L'extension verticale des hydrométéores simulés (non représentée) atteint les 10 premiers kilomètres de l'atmosphère : les précipitations sont associées à de la convection profonde (malgré des intensités relativement faibles). L'analyse des variogrammes 2D réalisée comme précédemment indique que le rapport de longueur sur largeur des zones pluvieuses (en considérant 50% de variance expliquée) est respectivement de 1,2 et 2 pour les pluies du 5 octobre 1995 et du 7 octobre 2001. Par contre, la simulation du radiosondage du 25 février 1996 (Fig. 5-26d) met évidence des bandes de pluies (si nous considérons les pluies supérieures à 2mm.h^{-1}) dont l'extension verticale ne dépasse pas 4km. Le variogramme 2D indique cependant un rapport de longueur sur largeur de 2,3. Cela est dû aux pluies plus faibles reliant les bandes de pluies plus importantes. De plus, comparées à la simulation du radiosondage générique (Fig. 5-26a), les pluies s'étendent également en piémont et en plaine.

En conclusion, notre ensemble d'évènements de CPP ainsi que nos critères d'extraction sont validés. Le doute persiste pour l'évènement du 25 février 1996 dont le champ de pluie simulé présente des caractéristiques proches de celles des évènements de CPP. Ce radiosondage a été éliminé de la classe de temps car toutes les heures pluvieuses présentaient une intermittence trop élevée par rapport aux seuils que nous avons fixés. Ce résultat illustre une limite de notre méthode qui peut éliminer des évènements de CPP. L'objet du chapitre suivant est donc de mettre en place des critères s'affranchissant des seuils sur les pluies observées, souhaitant ainsi élargir notre classe de temps d'évènements de CPP.

Chapitre 6

L'analyse factorielle discriminante et les réseaux de neurones : des approches complémentaires

6.1.	<i>Nécessité d'une nouvelle approche</i>	156
6.1.1.	Un ensemble de données pluviométriques horaires lacunaire.....	156
6.1.2.	Une solution : l'utilisation de méthodes statistiques	157
6.2.	<i>Méthode utilisée</i>	158
6.2.1.	Les données d'entrée	158
6.2.2.	Méthode d'échantillonnage	158
6.2.3.	Présentation des résultats	159
6.3.	<i>L'analyse Factorielle Discriminante et le Réseau de Neurones</i>	161
6.3.1.	Application aux données pluviométriques	161
6.3.2.	Application aux variables de base ZTUV _p	164
6.3.3.	Recherche de variables élaborées discriminantes à partir de l'AFD	166
6.3.4.	Application des deux méthodes au meilleur jeu de variables.....	169
6.3.5.	Sensibilité des approches aux échantillons de calage.....	174
6.4.	<i>Utilisation des approches statistiques en mode prédictif</i>	179
6.5.	<i>Description de la nouvelle classe de temps d'événements de convection peu profonde organisée en bandes</i>	181
6.6.	<i>Validation de la méthode à partir de simulations</i>	184
6.6.1.	Distribution des précipitations simulées dans l'espace	184
6.6.2.	Distribution des cellules de pluie dans l'espace	186
6.6.3.	Dynamique de la pluie à l'intérieur des bandes orographiques.....	186
6.6.4.	Action de la topographie sur la masse d'air	187
6.6.5.	Simulations de cas prédits	189

L'objet de ce chapitre consiste à étendre la classe de temps précédemment élaborée à l'aide de méthodes statistiques. L'objectif est de s'affranchir des données pluviométriques pour l'extraction des évènements de CPP en utilisant les variables thermodynamiques des radiosondages statistiquement discriminantes.

La méthodologie proposée vise d'une part à déterminer la capacité de méthodes statistiques à classer des évènements pluvieux, notamment extraire les évènements de CPP parmi les autres types d'évènements pluvieux, et d'autre part à identifier les processus atmosphériques associés à ces évènements en sélectionnant statistiquement les variables atmosphériques discriminantes. Ce dernier objectif sera traité dans la Partie III.

Les précipitations sont considérées comme une fonction aléatoire conditionnée par les caractéristiques du flux atmosphérique incident. L'utilisation de méthodes statistiques est donc justifiée. Pour traiter la relation non-linéaire entre les précipitations et les variables atmosphériques, l'analyse factorielle discriminante (AFD) et un réseau de neurone (RN) (le perceptron multicouche), sont utilisés, avec pour entrées, des variables extraites des radiosondages ou élaborées non-linéairement à partir des précédentes. Ce chapitre est également l'occasion de proposer une comparaison des performances de ces deux méthodes dans leur rôle de classification d'évènements de CPP et de montrer pourquoi elles doivent être utilisées conjointement. Ce chapitre a fait l'objet d'une publication en révision au *Journal of Applied Meteorology and Climatology* (Godart et al., 2009b).

6.1. Nécessité d'une nouvelle approche

6.1.1. Un ensemble de données pluviométriques horaires lacunaire

Comme nous l'avons déjà vu, les données pluviométriques horaires contiennent de nombreuses lacunes. Ainsi sur les 880 radiosondages répondant aux critères dynamiques, les critères pluviométriques ne sont finalement applicables que sur 350 d'entre eux soit 40% (Fig. 5-8), ce qui restreint fortement la possibilité de détecter des évènements de CPP. L'analyse des données pluviométriques journalières nous permet de conclure que sur les 530 radiosondages pour lesquels les données pluviométriques ne sont pas disponibles, 59 correspondent à des jours non pluvieux. Nous insistons sur le fait que les critères d'extraction des évènements de CPP ne peuvent s'appliquer qu'au pas de temps horaire. Il reste donc 471 radiosondages pour lesquels une nouvelle approche d'analyse est nécessaire pour conclure quant à leur possibilité d'être caractéristiques d'évènements de convection peu profonde organisée en bandes.

6.1.2. Une solution : l'utilisation de méthodes statistiques

De nombreux processus physiques connus (phénomène de blocage, ondes orographiques, etc....) permettent de déterminer le comportement d'une masse d'air lorsque celle-ci rencontre un obstacle tel que le relief. Cette masse d'air peut générer sur le relief des précipitations dont les caractéristiques dépendent à la fois du relief (forme, hauteur, largeur), de la dynamique et de la thermodynamique du flux. Dans notre recherche, nous essayons de comprendre plus particulièrement quelles sont les caractéristiques du flux conduisant aux déclenchements et à l'organisation de précipitations orographiques associées à de la convection peu profonde et organisées en bandes. Ceci peut se faire par l'utilisation de modèles numériques, tel que le modèle météorologique non-hydrostatique MesoNH. Utiliser de tels modèles à base physique permet d'étudier les liens existants entre les caractéristiques du flux et les caractéristiques des précipitations par l'analyse des processus physiques sous-jacents.

Nous pouvons aussi considérer les champs de pluie comme une fonction aléatoire conditionnée par les caractéristiques du flux incident. La relation entre la masse d'air et les précipitations associées se décompose en deux parties : une part déterministe incluse dans les données et par conséquent reproductible grâce au modèle météorologique ; une part aléatoire liée aux informations manquantes dans les données et aux limites des paramétrisations. Par conséquent, avant toute étude climatologique reposant sur la modélisation de la part déterministe, il est nécessaire de s'assurer de l'existence d'un tel lien entre flux atmosphérique et précipitations et surtout de le quantifier. L'approche statistique permet de répondre à ces questions.

L'avantage des deux méthodes statistiques proposées est double. Ces méthodes permettent : 1) d'identifier les variables discriminant un ensemble de groupes et 2) une fois le lien déterministe établi, de classer les radiosondages. L'objectif est donc de s'affranchir des données pluviométriques en établissant un lien statistique entre le radiosondage et son appartenance au groupe de CPP. C'est un raisonnement binaire : ce radiosondage est caractéristique d'un évènement de CPP ou ne l'est pas.

Il s'agit donc de classer les 471 radiosondages restants en partant de l'hypothèse qu'il existe un lien déterministe entre précipitations et variables atmosphériques. La recherche de ce qui permet de distinguer les radiosondages en plusieurs groupes en fonction des variables atmosphériques est une question valide. Nous montrons (annexe 4) les différences statistiquement significatives (d'après un test de Student) entre les moyennes des variables issues des radiosondages caractéristiques des évènements de CPP et ces mêmes variables issues des radiosondages des autres évènements pluvieux. Les groupes sont donc discernables dans l'espace de représentation initial. Cependant ces tests de comparaison de moyenne n'ayant pas été exhaustifs sur toutes les variables possibles et ne permettant

pas de traiter des corrélations entre variables, il est nécessaire d'avoir recours à des méthodes plus objectives pour déterminer toutes les variables qui peuvent être discriminantes.

6.2. Méthode utilisée

Nous présentons ici les modalités d'application des deux méthodes statistiques. Pour le moment nous ne nous intéressons qu'à leur utilisation pour la classification des radiosondages que nous souhaitons distinguer en deux groupes : le groupe des « radiosondages caractéristiques d'évènements de CPP » (Groupe 1) et le groupe des « radiosondages caractéristiques d'autres évènements pluvieux » (Groupe 2).

6.2.1. Les données d'entrée

Pour mettre en place l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones, il est nécessaire d'utiliser un échantillon de radiosondages dont le groupe est déjà connu. Nous utilisons alors les résultats acquis au chapitre 5 : parmi les 350 radiosondages sur lesquels les critères dynamiques et pluviométriques sont applicables, 121 sont classés dans le groupe 1 et 229 sont affectés au groupe 2.

Les variables atmosphériques utilisées en entrée sont extraites des radiosondages de Nîmes à 00h TU et 12h TU sur la période 1976-2005. Deux types de variables sont utilisées : i) les variables de base, c'est-à-dire des variables directement extraites du radiosondage (la température, le géopotential, l'humidité...), ii) les variables élaborées, c'est-à-dire des variables calculées à partir des variables de base (la CAPE, la CIN, l'eau précipitable...). L'élaboration de ces dernières permet d'introduire des non linéarités. En effet, l'analyse factorielle discriminante ne réalise que des combinaisons linéaires de ses variables d'entrée pour déterminer les facteurs discriminants. Or la relation entre précipitations et variables atmosphériques est fortement non-linéaire. Ainsi, l'utilisation de combinaisons non linéaires des variables de base permet de rendre compte de ces non linéarités. Nous verrons dans la suite quel est l'intérêt d'utiliser à la fois des méthodes linéaires et non linéaires combinées à des variables de base ou élaborées pour la classification des évènements.

6.2.2. Méthode d'échantillonnage

L'utilisation de méthodes statistiques se fait toujours en deux étapes. La phase d'apprentissage consiste à caler les outils statistiques en utilisant une partie des résultats connus. La phase de

validation consiste à valider cet apprentissage sur le reste des résultats connus qui n'ont pas été utilisés lors de l'apprentissage. Les performances obtenues lors de la phase de validation évaluent la capacité de généralisation des méthodes à des données non utilisées en apprentissage.

Pour réaliser nos échantillons, deux approches sont considérées et comparées. La première consiste à considérer 80% des radiosondages du groupe 1 (parmi les 121) et 80% des radiosondages du groupe 2 (parmi les 229), sélectionnés aléatoirement, pour la phase d'apprentissage. La validation est ensuite réalisée avec les radiosondages restants parmi les 121 et les 229. Retenir seulement 1/3 des individus pour la validation est démontré suffisant (Amari et al., 1996). La seconde approche consiste à considérer le même nombre de radiosondages dans chaque groupe. En effet, dans l'analyse factorielle discriminante, l'échantillonnage d'apprentissage joue un rôle majeur dans la détermination des centres de gravité de chaque groupe et des matrices de variances inter et intra-classes. Généralement il est meilleur d'avoir le même nombre d'individus dans chaque groupe que ce soit pour l'analyse factorielle discriminante (Cacoullos, 1973) ou les réseaux de neurones (Bennani, 2006). Puisque nous avons 121 radiosondages dans le groupe 1, nous choisissons arbitrairement 121 radiosondages dans le groupe 2 pour constituer l'échantillon initial de résultats connus. Puis, nous sélectionnons aléatoirement 80% des radiosondages de chaque groupe pour constituer l'échantillon d'apprentissage et les 20% restants constituent l'échantillon de validation.

Les résultats obtenus durant l'apprentissage et la validation sont cependant affectés par la gamme de variabilité des données composant les échantillons (Flood and Kartam, 1994 ; Minns and Hall, 1996). Le réseau de neurones est incapable d'extrapoler au-delà de la gamme de variabilité des données utilisées pour l'apprentissage. Des résultats médiocres peuvent être obtenus en validation si les données contiennent des valeurs inhabituelles (Maier and Dandy, 2000). Il est donc nécessaire de réaliser plusieurs combinaisons de ces échantillons d'apprentissage et de validation : 500 répliques de ces échantillonnages sont donc considérées. L'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones sont donc calés et validés 500 fois dans chacune des deux approches. Les résultats présentés correspondent alors aux performances moyennes et à leur écart-type sur ces 500 répliques. Le temps de calculs pour l'exécution du réseau de neurones est de plus de 10h pour réaliser 500 répliques avec une quinzaine de variables en entrée et 2.000.000 d'itérations.

6.2.3. Présentation des résultats

L'évaluation de l'analyse factorielle discriminante et du réseau de neurones est basée sur l'indice de réussite (H, Eq.6-1), la probabilité de détection (POD, Eq.6-2) et la spécificité (SPE, Eq.6-3) à la fois lors de la phase d'apprentissage et de la phase de validation. L'indice de réussite donne le

pourcentage de radiosondages correctement affectés à leur groupe. La probabilité de détection, respectivement la spécificité, correspond au pourcentage de radiosondages du groupe 1, respectivement du groupe 2, classés par les méthodes statistiques dans le groupe 1, respectivement le groupe 2.

Afin d'évaluer la discrimination réalisée par l'analyse factorielle discriminante, le pouvoir discriminant est calculé. Il correspond à la valeur propre λ de la matrice de variance totale. λ varie entre 0 et 1. Une valeur de 0 indique qu'aucune séparation linéaire n'est possible, tandis qu'une valeur de 1 correspond à une séparation linéaire parfaite entre les groupes (chapitre 3).

Finalement, le test du χ^2 ($\alpha=5\%$) et le score de Heidke (Eq.6-4) sont utilisés pour s'assurer que la classification réalisée par les méthodes statistiques est meilleure qu'une classification qui serait réalisée au hasard. Le score de Heidke correspond à la part des affectations correctes après avoir éliminé celles qui auraient été correctes avec une affectation aléatoire.

Ces différents scores sont extraits du tableau de contingence (tableau 6-1) qui permet de définir :

a : le nombre de radiosondages du groupe 1 effectivement classés par la méthode statistique dans le groupe 1

b : le nombre de radiosondages du groupe 2 classés dans le groupe 1

c : le nombre de radiosondages du groupe 1 classés dans le groupe 2

d : le nombre de radiosondages du groupe 2 effectivement classés dans le groupe 2

		Observations	
		Groupe 1	Groupe 2
Classification	Groupe 1	a	b
	Groupe 2	c	d

Tableau 6-1 : Tableau de contingence dans le cas d'une classification en deux groupes.

Les scores se calculent ainsi :

$$H = \frac{a+d}{n} \cdot 100 \text{ avec } n=a+b+c+d \quad (\text{Eq.6-1})$$

$$POD = \frac{a}{a+c} \cdot 100 \quad (\text{Eq.6-2})$$

$$SPE = \frac{d}{b+d} \cdot 100 \quad (\text{Eq.6-3})$$

$$\text{Score de Heidke} = \frac{H - H_{\text{hasard}}}{1 - H_{\text{hasard}}} \quad (\text{Eq.6-4})$$

$$\left| \begin{aligned} H_{\text{hasard}} &= \frac{a_{\text{hasard}} + d_{\text{hasard}}}{n} \\ a_{\text{hasard}} &= \frac{[(a+b) \cdot (a+c)]}{n} \\ d_{\text{hasard}} &= \frac{[(b+d) \cdot (c+d)]}{n} \end{aligned} \right.$$

Le développement analytique du score de Heidke conduit à :

$$\text{Score de Heidke} = \frac{2 \cdot (ad - bc)}{[(a+c) \cdot (c+d) + (a+b) \cdot (b+d)]}$$

6.3. L'analyse Factorielle Discriminante et le Réseau de Neurones

Dans un premier temps, la première méthode d'échantillonnage est utilisée. Il s'agit de considérer pour la phase d'apprentissage 80% des radiosondages du groupe 1 (121 radiosondages) et 80% des radiosondages du groupe 2 (229 radiosondages). Nous verrons au paragraphe 6.3.5 l'influence de la deuxième approche d'échantillonnage sur les résultats.

6.3.1. Application aux données pluviométriques

Dans une première étape, nous avons utilisé des données pluviométriques en entrée de l'analyse factorielle discriminante et du réseau de neurones. Nous souhaitons ici illustrer ces méthodes statistiques sur des variables que nous savons discriminantes puisque les deux groupes ont été construits sur la base de critères pluviométriques. Les variables d'entrée considérées sont l'intensité pluvieuse moyenne et l'intermittence, en plaine, piémont et montagne, calculées en considérant les précipitations horaires sur les 24h autour du radiosondage.

Le résultat de l'analyse factorielle discriminante durant la phase d'apprentissage est présenté Figure 6-1 pour une réplique parmi les 500. Puisque la classification se fait entre deux groupes, il n'y a qu'un axe discriminant. L'axe vertical n'a pas de signification statistique ou physique. Il est utilisé à des fins graphiques. Les lignes au dessus des symboles représentent la fonction de densité de probabilité pour la localisation d'un individu (radiosondage) sur l'axe discriminant, calculée en utilisant une estimation par noyau (« Kernel estimation » en anglais). Cette fonction de densité est construite en sommant les fonctions gaussiennes élémentaires pondérées associées à chaque individu. L'écart-type est commun à toutes les fonctions gaussiennes élémentaires. La pondération de ces

fonctions ainsi que l'écart-type sont choisis afin de rendre la fonction de densité la plus lisible possible. Il s'agit plus d'une construction graphique que d'un réel modèle statistique. Cette représentation nous permet de voir que l'analyse factorielle discriminante parvient à construire un axe discriminant les deux groupes. Ceci est confirmé par les scores de réussite élevés (82%). Les scores moyens obtenus sur les 500 réplifications ainsi que leur écart-type sont donnés dans le tableau 6-2 pour la phase d'apprentissage et la phase de validation. Les performances obtenues durant la phase de validation sont du même ordre de grandeur que celles de la phase d'apprentissage, confirmant la robustesse de l'axe discriminant (le pouvoir discriminant λ est de 0,41). La valeur du score de Heidke élevée (0,55) indique que cette méthode permet une classification meilleure que celle faite par le hasard, ce qui est confirmé par le test du χ^2 .

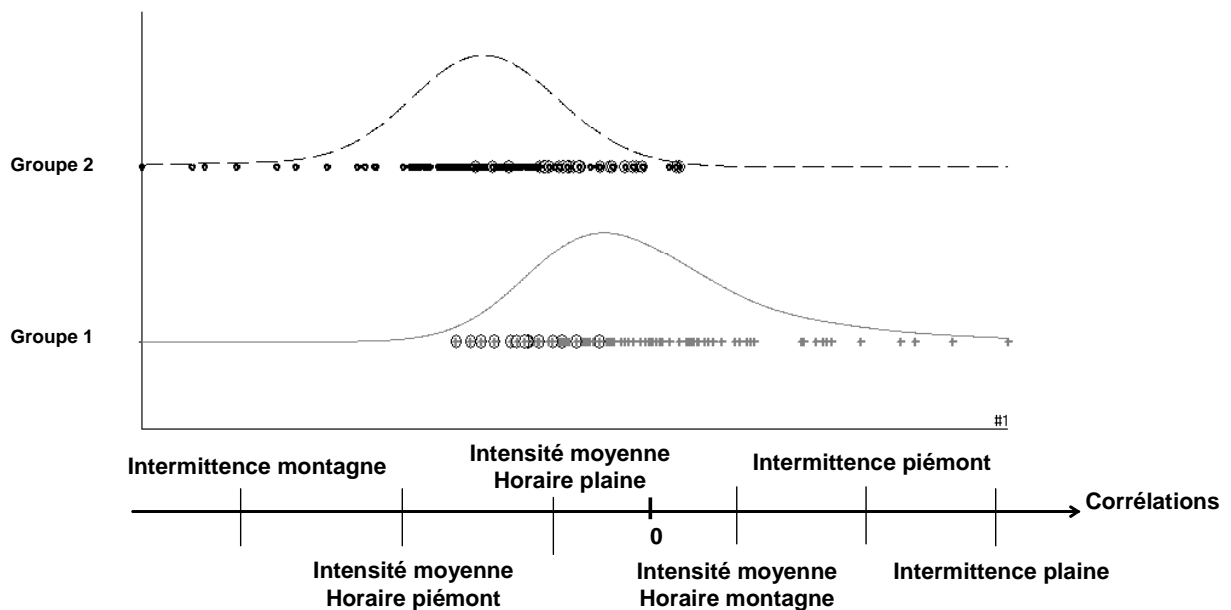


Figure 6-1: en haut : résultats de l'analyse factorielle discriminante utilisant des données pluviométriques en entrée durant la phase d'apprentissage, pour une réplification. Les croix et la ligne pleine correspondent au groupe des évènements de convection peu profonde organisée en bandes (Groupe 1) ; les cercles et la ligne pointillée correspondent au groupe des autres évènements (Groupe 2). Les symboles indiquent les coordonnées des radiosondages sur le facteur discriminant, les lignes indiquent la fonction de densité de probabilité. Les symboles cerclés indiquent des radiosondages qui n'ont pas été correctement reclassés. En bas, position relative des différentes variables en fonction de leur coefficient de corrélation avec l'axe discriminant.

En ce qui concerne l'interprétation des résultats présentés sur la figure 6-1, l'axe est positivement corrélé avec, par ordre de corrélation maximum, l'intermittence en plaine, l'intermittence en piémont et l'intensité horaire moyenne en montagne. L'axe est négativement corrélé avec, par ordre de corrélation absolue maximum, l'intermittence en montagne, l'intensité horaire moyenne en piémont et l'intensité horaire moyenne en plaine. Ces corrélations nous permettent de déterminer les variables discriminant principalement les deux groupes. Les évènements de CPP (Groupe 1) sont ceux ayant une intermittence en plaine la plus forte et une intermittence en montagne la plus faible. L'intensité horaire moyenne est plus élevée en montagne que dans les autres secteurs pour ces évènements. L'analyse

factorielle discriminante a donc bien appris ce qui distingue les deux groupes puisque son interprétation nous conduit à retrouver nos critères pluviométriques d'extraction.

Le réseau de neurones est utilisé avec 4 neurones sur la couche de neurones cachés. Les performances durant la phase d'apprentissage et de validation sont présentées dans le tableau 6-2. De même que pour l'analyse factorielle discriminante, les résultats obtenus en apprentissage et en validation sont équivalents, confirmant la robustesse dans la construction du réseau. Cette classification est également meilleure qu'une classification aléatoire (Score de Heidke de 0,58 et test du χ^2 positif).

	Indice de réussite	POD	SPE	Score de Heidke
<i>Analyse Factorielle Discriminante</i>				
Apprentissage	81.6 (1.6)	81.5 (2.4)	81.7 (3)	
Validation	78.3 (4.7)	77.8 (8.2)	78.5 (6.8)	0.55
<i>Réseau de neurones</i>				
Apprentissage	84 (1.9)	69.1 (9.2)	91.9 (3.1)	
Validation	81.2 (4.6)	65.2 (13.2)	89.6 (5.5)	0.58

Tableau 6-2 Scores moyens obtenus lors de la phase d'apprentissage et de validation avec l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones utilisant des données pluviométriques en entrée. Les valeurs entre parenthèses indiquent l'écart-type sur les 500 répliques.

Le réseau de neurones produit un meilleur indice de réussite que l'analyse factorielle discriminante. Cependant, plus d'erreurs sont faites dans la classification des radiosondages du groupe 1 (POD du RN= 65,2% alors que POD de l'AFD=77,8%). Ce résultat sera expliqué (6.3.5) par le déséquilibre dans le nombre de radiosondages représentatifs de chaque groupe utilisés pour l'apprentissage.

Que ce soit pour l'analyse factorielle discriminante ou le réseau de neurones, l'équivalence des résultats obtenus en apprentissage et en validation indique qu'il n'y a pas eu de sur-apprentissage (Masters, 1993). Bien que ces deux méthodes statistiques aient été conduites sur les variables pluviométriques à partir desquelles les deux groupes ont été construits, 20% d'erreur sont tout de même commis dans la classification. Ces erreurs sont en partie expliquées par le fait que les critères pluviométriques sont appliqués en considérant les données pluviométriques (moyenne et intermittence

par secteur) heure par heure sur les 24h autour du radiosondage alors que les données entrées dans les méthodes statistiques sont des moyennes et des intermittences moyennes calculées sur ces 24h.

6.3.2. Application aux variables de base ZTUV_p

Nous essayons maintenant de déterminer dans quelle mesure les variables de base descriptives des radiosondages sont suffisantes pour proposer une classification de ces radiosondages. Les variables thermodynamiques de base considérées, appelées dans la suite ZTUV_p, sont le géopotential (Z), la température (T), l'humidité relative (U) et la vitesse du vent projetée (V_p) sur la direction Sud-Nord, extraites tous les 50hPa entre 950hPa et 400hPa. Il y a donc 48 variables d'entrée pour l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones.

Les deux groupes sont relativement bien distingués lors de l'apprentissage avec l'analyse factorielle discriminante : $\lambda=0,36$. L'analyse factorielle discriminante parvient à déterminer un facteur discriminant, combinaison linéaire des variables ZTUV_p, sur lequel les deux groupes ont des caractéristiques propres. Ceci est confirmé par les scores de réussite élevés. Les scores moyens obtenus sur les 500 répliques ainsi que leur écart-type sont donnés dans le tableau 6-3 pour la phase d'apprentissage et la phase de validation. Mais les performances chutent brutalement lors de la phase de validation (POD=5,5%). L'analyse factorielle discriminante n'est donc pas une méthode capable de déterminer les radiosondages du groupe 1 lorsqu'elle est utilisée avec les variables de base. Le test du χ^2 et la valeur du score de Heidke indiquent que cette méthode ne permet pas une classification meilleure que celle faite par le hasard. Lors de l'apprentissage, il y a très probablement eu un sur-apprentissage dû au faible nombre d'individus disponibles par rapport au nombre de variables d'entrée, ce qui se caractérise par des écarts de performance importants entre la phase d'apprentissage et la phase de validation (Masters, 1993). Généralement on considère qu'il faut 20 individus pour une variable. Ayant 48 variables d'entrée, il nous aurait fallu au moins 900 radiosondages !

Le réseau de neurones est utilisé avec 17 neurones sur la couche cachée. Les résultats sont présentés dans le tableau 6-3 pour la phase d'apprentissage et de validation. Bien que l'indice de réussite soit moins bon en moyenne lors de la validation qu'avec l'analyse factorielle discriminante, nous considérons que les résultats obtenus sont meilleurs avec le réseau de neurones qu'avec l'analyse factorielle discriminante.

	Indice de réussite	POD	SPE	Score de Heidke
Analyse Factorielle Discriminante				
Apprentissage	95.1 (0.9)	86.2 (2.6)	99.8 (0.3)	
Validation	65.6 (2.4)	5.5 (4.7)	96.6 (2.8)	0
Réseau de neurones				
Apprentissage	70.8 (18.6)	66.7 (36.3)	73 (36.5)	
Validation	60.4 (12.9)	52 (34.8)	64.8 (34.4)	0.158

Tableau 6-3 : Scores moyens obtenus lors de la phase d'apprentissage et de validation avec l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones utilisant les variables de base $ZTUV_p$ en entrée. Les valeurs entre parenthèses indiquent l'écart-type sur les 500 réplifications.

En effet, la classification est dans ce cas meilleure qu'une classification aléatoire, même faiblement. Nous utilisons le score de Heidke comme une fonction objective à maximiser. De plus, le groupe 1 est mieux discerné. Le faible écart entre les performances de la phase d'apprentissage et la phase de validation nous laisse confiant sur l'absence de sur-apprentissage. Cependant, les écart-types très élevés indiquent que le réseau de neurones est très sensible aux échantillons utilisés pour l'apprentissage et la validation, ce qui ne permet pas de conclure sur une bonne capacité de généralisation du réseau.

A la différence de l'analyse factorielle discriminante, le réseau de neurones est capable, grâce à son architecture, de former de lui-même des variables élaborées à partir des variables thermodynamiques de base ($ZTUV_p$). Les processus physiques conduisant aux précipitations sont hautement non linéaires et la combinaison des fonctions de transfert non linéaires avec les neurones cachés au sein du réseau de neurones lui permet d'approximer les relations entre prédicteurs et prédicands de manière plus souple que ne le font les méthodes linéaires. Par contre, les méthodes linéaires peuvent être adaptées pour déterminer ces relations non linéaires en utilisant des combinaisons non-linéaires de variables directement en entrée de l'analyse (Kuligowsky and Barros, 1998). Cependant ces adaptations requièrent une réflexion plus approfondie de la part des utilisateurs pour une construction plus précise des variables d'entrée, alors que le réseau de neurones requiert une intervention subjective moins importante pour déterminer ces relations entre prédicteurs et prédicands.

Les résultats obtenus avec le réseau de neurones sont encourageants dans la recherche des variables explicatives de la part déterministe de la relation entre champs de pluie et radiosondages.

Malheureusement son interprétation reste très difficile. Si nous pouvons avoir confiance en leur classification, nous ne pouvons pas toujours avoir accès aux liens déterminés entre les prédicteurs et les prédicands. Cette interprétation est rendue plus facile avec l'analyse factorielle discriminante mais le nombre important de variables d'entrée (48) ne permet pas cette interprétation dans notre cas. La projection des radiosondages dans l'espace factoriel ne montre pas de corrélation significative entre les variables et l'axe discriminant. La recherche de variables élaborées est donc nécessaire pour rendre les résultats interprétables.

6.3.3. Recherche de variables élaborées discriminantes à partir de l'AFD

Etant donné le grand nombre de combinaisons de variables élaborées utilisables en entrée des méthodes statistiques et les temps de calcul du réseau de neurones, la recherche des variables élaborées les plus discriminantes est faite avec l'analyse factorielle discriminante. Une fois la meilleure combinaison de variables déterminée pour l'AFD, nous utilisons le réseau de neurones afin de comparer les performances. En effet, quelque soit le jeu de variables utilisé en entrée, les résultats du réseau de neurones seront au moins équivalents à ceux de l'analyse factorielle discriminante puisque des variables élaborées sont utilisées en entrée (Weichert and Bürger, 1998) et le réseau de neurones élabore des variables non-linéaires qui peuvent être discriminantes et qui ne sont pas accessibles avec l'analyse factorielle discriminante.

Il existe de nombreuses méthodes pour sélectionner les variables discriminantes: i) les méthodes reposant sur des connaissances a priori, ii) les méthodes basées sur une corrélation croisée linéaire (Maier and Dandy, 1997 ; Coulibaly et al., 2000), iii) les méthodes utilisant une approche heuristique (forward selection ou backward sélection), et iv) les méthodes utilisant la connaissance contenue dans les réseaux de neurones entraînés (Maier and Dandy, 1996, 1997, 1998) telles que l'élagage des connexions (Bennani, 2006). Nous avons choisi de rechercher les variables discriminantes sur les connaissances a priori que nous avons des événements de CPP grâce à la littérature (Lin et al., 2001 ; Miniscloux et al., 2001 ; Kirshbaum and Durran., 2004, 2005 ; Godart et al., 2009a).

Les variables d'humidité

La convection peu profonde organisée en bandes est associée à des valeurs d'humidité relative élevées (>80%) dans les basses couches de l'atmosphère (<5000m). Le profil vertical d'humidité relative présente une décroissance rapide dans les couches supérieures (Fuhrer and Schär, 2007 ; Godart et al., 2009a). Plusieurs variables caractérisant l'humidité d'une masse d'air peuvent être extraites d'un radiosondage : l'humidité relative, l'eau précipitable, l'eau précipitable potentialisée (chapitre 2, Eq.2-6), le flux d'humidité (chapitre 2, Eq.2-7), le flux d'humidité potentialisé (chapitre 2, Eq.2-8). Bontron

et Obled (2005) montrent que le flux d'humidité potentialisé est une variable significative pour expliquer les précipitations de manière générale. Nous testons chacune de ces variables qui seront moyennées sur l'ensemble du radiosondage ou considérées à travers différentes couches d'atmosphère. Le tableau 6-4 résume les performances obtenues durant la phase d'apprentissage. Le terme « Profil RH » fait référence à l'humidité relative considérée tous les 200m (21 niveaux de mesure). Les meilleurs résultats sont obtenus avec le flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m et 1000-3000m avec un indice de réussite de 70%. Le premier facteur de l'ACP réalisée sur l'ensemble des données d'entrée explique 66% de la variance totale. Comme ces variables sont fortement corrélées, nous ne garderons que le flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m et 1000-3000m pour caractériser l'humidité.

Les variables caractéristiques du champ de vent

La même étude est réalisée avec des variables caractérisant le champ de vent. Les précipitations orographiques ont une structure en bandes plus marquée lorsque le cisaillement unidirectionnel est fort, ce qui limite également le développement de la convection (Kirshbaum and Durran, 2004, 2005 ; Yates, 2006). Au contraire, le cisaillement directionnel favorise la convection mais détruit l'organisation en bandes en supprimant la cohérence verticale des bandes (Kirshbaum and Durran, 2004, 2005a ; Yates, 2006). Une vitesse de vent élevée ($>10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) est également une caractéristique des événements de convection peu profonde organisée en bandes (Kirshbaum and Durran, 2005a ; Godart et al., 2009a). La vitesse moyenne du vent, les cisaillements directionnel et unidirectionnel sont les trois variables caractérisant les champs de vent. Elles sont considérées sur la totalité du radiosondage ou sur différentes couches atmosphériques. Le cisaillement directionnel est calculé selon l'équation 2-3. Le cisaillement unidirectionnel (en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}/\text{km}$) est calculé selon l'équation 2-4.

Les meilleures performances (non détaillées dans ce document) sont atteintes lorsque le cisaillement directionnel, la vitesse moyenne du vent et le cisaillement unidirectionnel entre 1500m et 3000m sont utilisés ensemble. L'indice de réussite est de 72,1%. Une ACP sur ces trois variables montre qu'elles sont décorrélées. Les trois facteurs principaux expliquent respectivement 43%, 30% et 27% de la variance totale. Il n'est donc pas possible de réduire l'information contenue dans ces trois variables.

variables (couches en mètres)	Indice de réussite	POD	SPE
profil RH	71,7	47,4	96,1
EAU PRECIPITABLE			
0-1000	59,7	58,8	60,7
1000-2000	49,3	41,2	57,3
2000-3000	49,1	1,0	97,2
1000-3000	54,1	33,0	75,3
0-1500	58,8	54,6	62,9
1500-3000	52,8	43,3	62,4
0-3000	57,9	55,7	60,1
0-6000	56,8	54,6	59,0
0-1500 et 1500-3000	59,5	50,5	68,5
0-1000 et 1000-3000	65,7	76,3	55,1
0-1000 et 1000-2000	63,4	63,9	62,9
0-3000 et 3000-6000	59,1	53,6	64,6
0-1000, 1000-2000, 2000-3000	61,4	47,4	75,3
<i>Moyenne pour "Eau Précipitable"</i>	<i>57,5</i>	<i>48,8</i>	<i>66,2</i>
EAU PRECIPITABLE POTENTIALISEE			
0-1000	64,1	67,0	61,2
1000-2000	52,6	49,5	55,6
2000-3000	49,1	13,4	84,8
1000-3000	51,8	46,4	57,3
0-1500	60,0	58,8	61,2
1500-3000	52,4	52,6	52,2
0-3000	61,0	61,9	60,1
0-6000	58,8	59,8	57,9
0-1500 et 1500-3000	61,2	57,7	64,6
0-1000 et 1000-3000	57,8	56,7	59,0
0-1000 et 1000-2000	63,0	67,0	59,0
0-3000 et 3000-6000	60,6	58,8	62,4
0-1000, 1000-2000, 2000-3000	62,5	59,8	65,2
<i>Moyenne pour "Eau précipitable potentialisée"</i>	<i>58,1</i>	<i>54,6</i>	<i>61,6</i>

variables (couches en mètres)	Indice de réussite	POD	SPE
FLUX D'HUMIDITE			
0-1000	68,8	62,9	74,7
1000-2000	59,3	55,7	62,9
2000-3000	63,6	59,8	67,4
1000-3000	61,8	56,7	66,9
0-1500	67,1	63,9	70,2
1500-3000	63,7	63,9	63,5
0-3000	66,6	62,9	70,2
0-6000	64,4	59,8	69,1
0-1500 et 1500-3000	68,2	71,1	65,2
0-1000 et 1000-3000	67,5	72,2	62,9
0-1000 et 1000-2000	69,4	74,2	64,6
0-3000 et 3000-6000	68,5	73,3	63,8
0-1000, 1000-2000, 2000-3000	69,7	74,2	65,2
<i>Moyenne pour "Flux d'humidité"</i>	<i>66,0</i>	<i>65,4</i>	<i>66,7</i>
FLUX D'HUMIDITE POTENTIALISEE			
0-1000	68,5	62,9	74,2
1000-3000	58,0	52,6	63,5
1000-2000	58,1	51,5	64,6
2000-3000	55,5	47,4	63,5
0-1500	66,7	64,9	68,5
1500-3000	59,0	55,7	62,4
0-3000	65,0	59,8	70,2
0-6000	62,8	58,8	66,9
0-1500 et 1500-3000	66,7	72,2	61,2
0-1000 et 1000-3000	70,0	74,2	65,7
0-1000 et 1000-2000	68,1	72,2	64,0
0-3000 et 3000-6000	64,6	61,5	67,8
0-1000, 1000-2000, 2000-3000	67,9	76,3	59,6
<i>Moyenne pour "Flux d'humidité potentialisé"</i>	<i>63,9</i>	<i>62,3</i>	<i>65,5</i>

Tableau 6-4 : Performances obtenues avec l'analyse factorielle discriminante durant la phase d'apprentissage selon différentes variables d'entrée.

Les variables caractéristiques de la stabilité

La stabilité des basses couches est également un facteur essentiel pour l'organisation en bandes des précipitations associées à de la convection peu profonde (Kirshbaum and Durran, 2004, 2005). L'instabilité confinée dans les premiers kilomètres explique le développement limité de la convection. Pour caractériser la stabilité, nous avons considéré, les gradients de température potentielle, les gradients de température potentielle équivalente, les fréquences de Brünt-Väisälä humide N_m^2 (calculées selon l'équation 2-2). Les meilleures performances (non détaillées dans ce document) sont obtenues en considérant les 5 premiers gradients de température potentielle équivalente sur des couches

de 1000m. D'autres variables telles que la CAPE ou le nombre de Froude auraient pu être considérées mais elles auraient été redondantes avec celles déjà utilisées (dans le cas du réseau de neurones) et supposent des choix arbitraires pour leur calcul.

Finalement, 10 variables discriminantes sont retenues: la vitesse moyenne du vent sur la totalité du radiosondage, le cisaillement directionnel, le cisaillement unidirectionnel entre 1500m et 3000m, le flux d'humidité potentialisé entre le sol et 1000m et entre 1000m et 3000m, les 5 gradients de température potentielle équivalente (0-1000m, 1000-2000m, 2000-3000m, 3000-4000m, 4000-5000m).

6.3.4. Application des deux méthodes au meilleur jeu de variables

Ces 10 variables élaborées sont donc utilisées en entrée de l'analyse factorielle discriminante et du réseau de neurones. Les performances moyennes sur les 500 répliques ainsi que les écart-types sont donnés dans le tableau 6-5 pour les deux méthodes.

En ce qui concerne l'analyse factorielle discriminante, l'indice de réussite et la probabilité de détection (POD) sont meilleurs durant la phase de validation que lors de l'utilisation des variables thermodynamiques de base $ZTUV_p$ (tableau 6-3). Le pouvoir discriminant ($\lambda = 0,16$) et les résultats en apprentissage sont moins bons, mais les résultats en validation montrent qu'avec les 10 variables il n'y a pas eu de problème de sur-apprentissage. L'analyse factorielle discriminante est donc une méthode efficace pour la classification de nos radiosondages une fois les variables d'entrée élaborées sur des connaissances a priori.

Le réseau de neurones est utilisé avec 5 neurones sur la couche cachée. L'indice de réussite et la spécificité (SPE) sont meilleurs (tableau 6-5) qu'avec les variables thermodynamiques de base $ZTUV_p$ (tableau 6-3). Contrairement à l'analyse factorielle discriminante, la probabilité de détection (POD) chute. Cependant les écart-types sont beaucoup plus faibles qu'avec le premier jeu de données $ZTUV_p$, indiquant un réseau plus robuste et une capacité de généralisation du réseau plus fiable.

Avec ces 10 variables élaborées, l'indice de réussite du réseau de neurones est légèrement plus faible que celui de l'analyse factorielle discriminante. C'est pourquoi nous concluons sur l'équivalence des méthodes lorsque des variables élaborées sont utilisées en entrée. Pour ces deux méthodes, le score de Heidke et le test du χ^2 indiquent que la classification réalisée est meilleure qu'une classification aléatoire.

Les variables caractéristiques de la circulation synoptique sont introduites en considérant le géopotentiel tous les 50hPa entre 950hPa et 400hPa afin de voir si la prise en compte des conditions de grande échelle améliore ces résultats. Les performances obtenues (non présentées) avec l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones sont meilleures durant la phase d'apprentissage et similaires durant la phase de validation. L'introduction de la circulation synoptique apporte des informations supplémentaires permettant de discriminer les deux groupes. Nous testons cependant l'utilité de tous les niveaux de géopotentiels en supprimant les niveaux un par un en commençant par le géopotentiel Z400hPa, puis Z450hPa etc. Jusqu'au niveau de géopotentiel Z700hPa, les performances ne changent pas significativement. Les figures 6-2 et 6-3 synthétisent toutes les performances pour les différents jeux de variables d'entrée considérés, durant la phase d'apprentissage (Fig. 6-2) et durant la phase de validation (Fig. 6-3).

	Indice de Réussite	POD	SPE	Score de Heidke
<i>Analyse Factorielle Discriminante</i>				
Apprentissage	78.6 (1.7)	69.5 (4.9)	83.4 (3.2)	
Validation	68.9 (4.6)	51.4 (10.9)	78.1 (6.9)	0.288
<i>Réseau de neurones</i>				
Apprentissage	78 (2.4)	62 (10.7)	86.5 (4.5)	
Validation	67.6 (4.6)	47 (13.5)	78.4 (7.8)	0.248

Tableau 6-5 : Scores moyens obtenus lors de la phase d'apprentissage et de validation avec l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones utilisant les 10 variables élaborées en entrée. Les valeurs entre parenthèses indiquent l'écart-type sur les 500 réplifications.

Les 16 variables (10 variables + 6 niveaux de géopotentiel entre 950hPa et 700hPa) utilisées en entrée des deux méthodes statistiques donnent les meilleurs résultats (Fig. 6-2) : les moyennes sont meilleures et les écart-types diminuent : les méthodes sont plus stables. Pour l'analyse factorielle discriminante, le pouvoir discriminant λ est alors de 0,22, meilleur que lors de l'utilisation des 10 variables ($\lambda=0,16$). La validation des deux méthodes donne des résultats similaires (Fig. 6-3). La diminution de l'écart type pour le réseau de neurones lors du passage des variables de base ZTUVp aux variables élaborées s'explique par le problème du sur-apprentissage qui est résolu en diminuant le nombre de variables d'entrée. Nous ne conservons finalement que ces 16 variables, afin de retenir le minimum de variables discriminantes pour éviter tout sur-apprentissage et faciliter l'interprétation.

Nous disposons donc de 16 variables élaborées discriminant le groupe de radiosondages des CPP du groupe de radiosondages caractéristiques des autres évènements pluvieux.

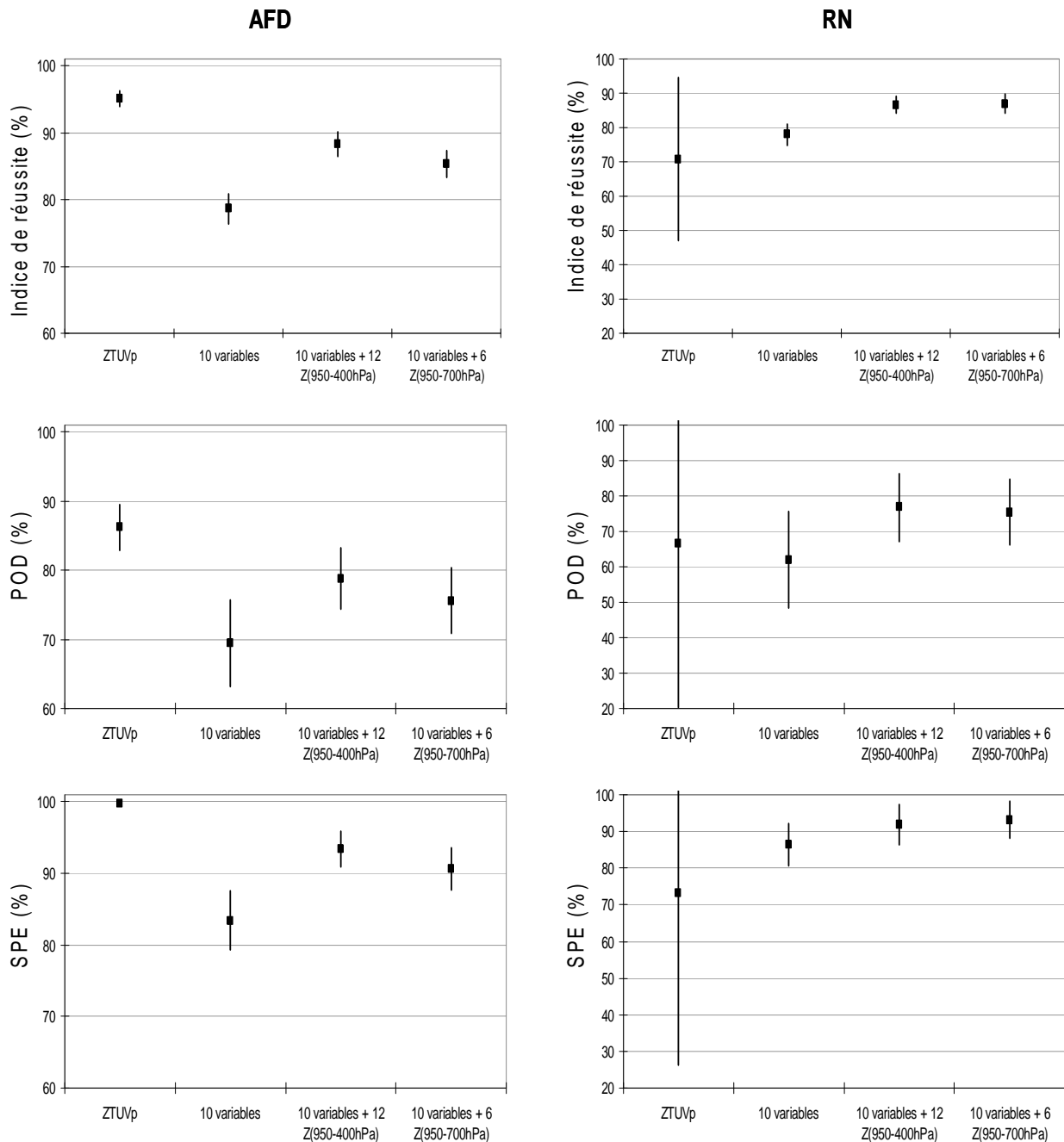


Figure 6-2 : Performances de l'analyse factorielle discriminante (AFD, à gauche) et du réseau de neurones (RN, à droite) durant la phase d'apprentissage, selon différents jeux de variables d'entrée. Les carrés correspondent aux performances moyennes sur les 500 réplifications. La ligne verticale indique l'intervalle $[-1,28 \times \text{écart-type}; +1,28 \times \text{écart-type}]$. L'échelle des ordonnées n'est pas la même pour l'AFD et le RN.

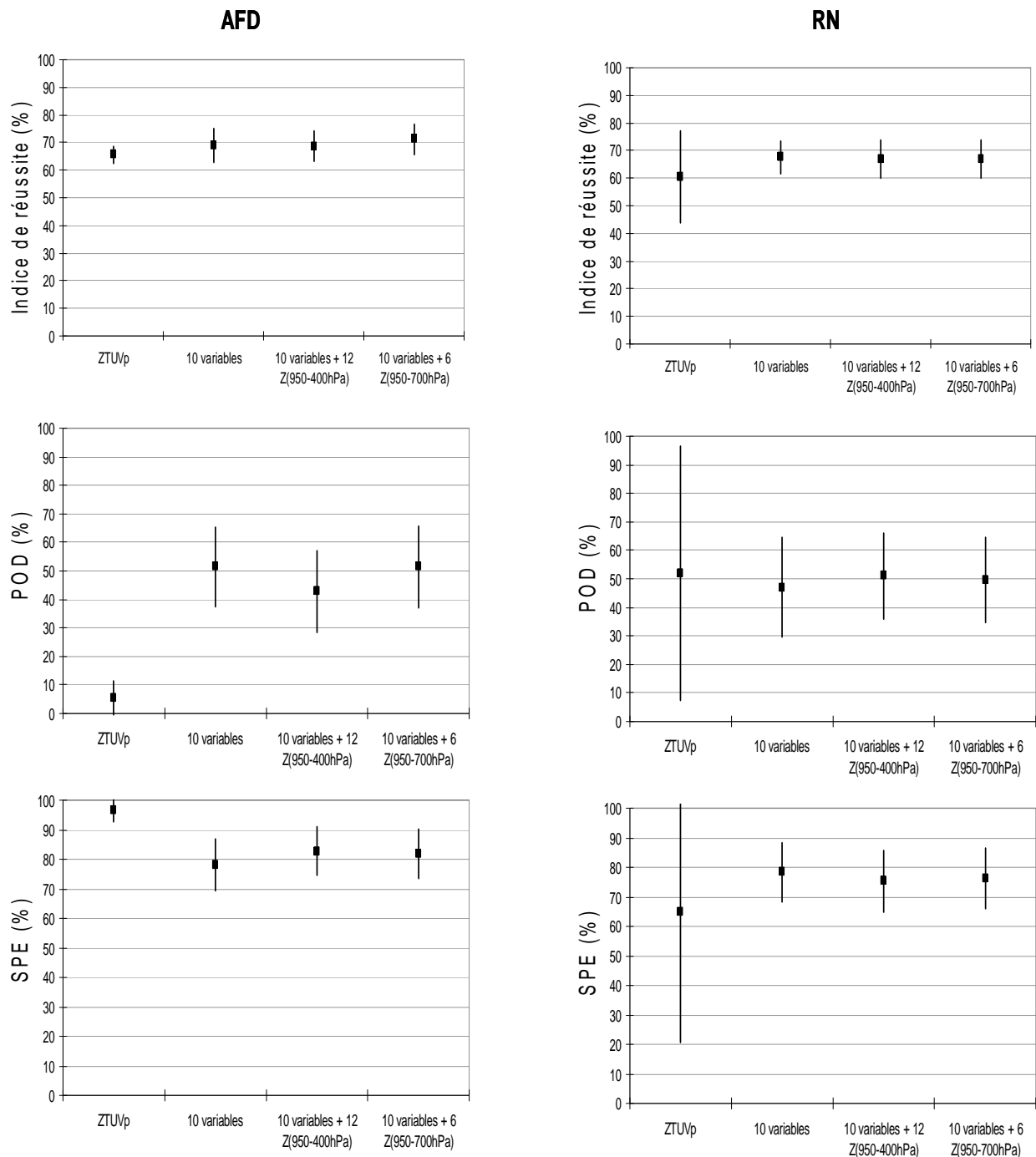


Figure 6-3 : Performances de l'analyse factorielle discriminante (AFD, à gauche) et du réseau de neurones (RN, à droite) durant la phase de validation, selon différents jeux de variables d'entrée. Les carrés correspondent aux performances moyennes sur les 500 répliques. La ligne verticale indique l'intervalle $[-1,28 \times \text{écart-type}; +1,28 \times \text{écart-type}]$.

Figure 6-4, le score de Heidke est tracé pour les classifications obtenues avec les différents jeux de données en entrée. A l'exception de la classification effectuée avec les variables de base ZTUVp, toutes les classifications effectuées à partir de variables élaborées ont au moins 20% d'affectation correcte en plus que ce que ferait une affectation au hasard et l'hypothèse d'une affectation aléatoire est systématiquement rejetée par le test du χ^2 .

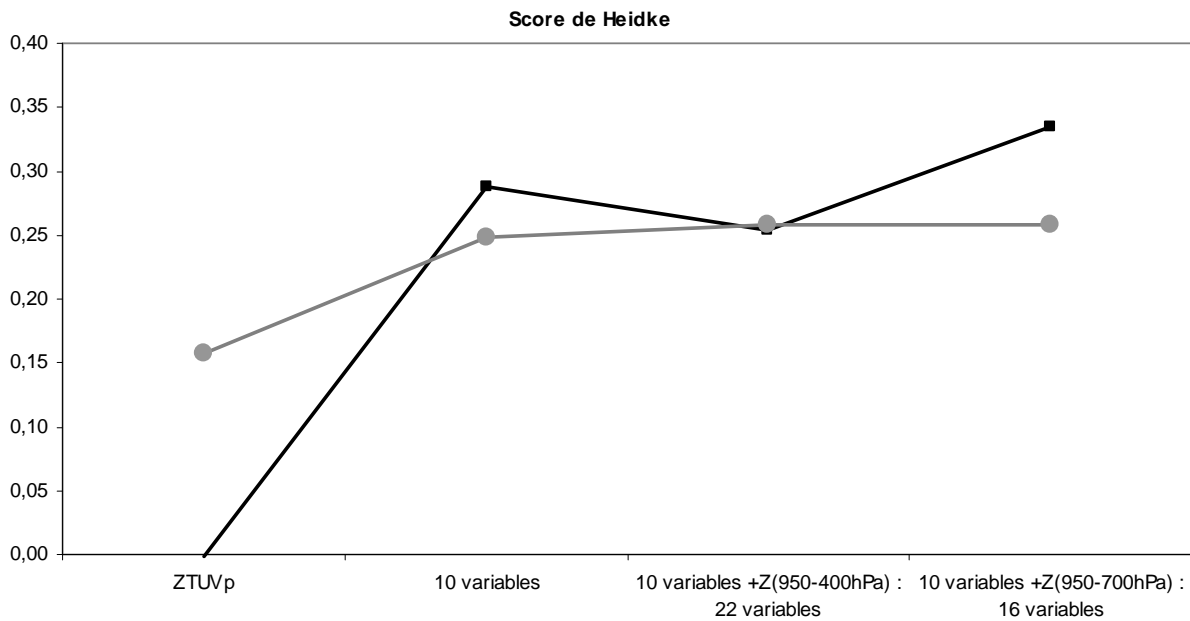


Figure 6-4 : Score de Heidke pour l'analyse factorielle discriminante (ligne noire et carrés) et le réseau de neurones (ligne grise et ronds) selon les différents jeux de variables d'entrée.

En conclusion, nous montrons qu'une méthode non-linéaire donne des résultats meilleurs lorsque les données d'entrée sont les données thermodynamiques de base ZTUV_p. Les réseaux de neurones ont donc la capacité d'élaborer intrinsèquement des variables non-linéaires discriminantes. Cependant, lorsque des variables élaborées sont utilisées en entrée de l'analyse factorielle discriminante et du réseau de neurones, les deux méthodes sont équivalentes. L'analyse factorielle discriminante est une méthode utile pour expliciter des variables discriminantes car les résultats sont facilement interprétables. Le réseau de neurones reste plus efficace, mais plus difficilement interprétable. Lorsque les résultats sont similaires à ceux de l'analyse factorielle discriminante, nous pouvons penser que l'information disponible et utile à la discrimination présente dans les données initiales a été considérée pour l'élaboration des variables fournies à l'analyse factorielle discriminante.

Quelques raisons physiques expliquent les performances imparfaites des deux méthodes. L'élaboration des deux groupes est réalisée en considérant les précipitations horaires des 24h autour du radiosondage. La question de la représentativité d'un radiosondage reste ouverte. Les caractéristiques atmosphériques extraites d'un radiosondage à midi expliquent-elles les pluies 6h plus tard ? Les évènements de CPP peuvent également être déclenchés dans des conditions de circulations particulières ou par des perturbations locales du flux dues à son interaction avec le relief. Un radiosondage ne contient pas toutes ces informations. Par ailleurs, d'autres facteurs comme l'humidité initiale du sol ou le nombre d'aérosols (Leroy, 2007) jouent un rôle important et ne sont pas représentés dans les radiosondages.

6.3.5. Sensibilité des approches aux échantillons de calage

Dans cette partie, plusieurs études de sensibilité sont conduites pour tester la robustesse des conclusions précédentes.

Sensibilité aux nombres de radiosondages de chaque groupe dans les échantillons d'apprentissage

Nous considérons ici la deuxième approche d'échantillonnage présentée au 6.2.2. L'échantillon de départ est alors constitué de 121 radiosondages dans chaque groupe et 80% sont utilisés pour la phase d'apprentissage et 20% sont utilisés pour la phase de validation.

Nous utilisons les 16 variables discriminantes déterminées précédemment. Après 500 répliques, les résultats de l'analyse factorielle discriminante (AFD) et du réseau de neurones (RN) sont présentés sur la figure 6-5. Quelque soit l'échantillonnage, l'indice de réussite durant la phase d'apprentissage reste similaire pour l'analyse factorielle discriminante alors que l'échantillonnage 2 améliore les résultats du réseau de neurones. Néanmoins, durant la phase de validation et pour les deux méthodes statistiques, les indices de réussite sont moins bons lorsque le deuxième échantillonnage est utilisé. Ceci confirme la sensibilité des méthodes statistiques à la gamme de variabilité des données d'entrée (Flood and Kartam, 1994 ; Minns and Hall, 1996). Cependant, avec l'analyse factorielle discriminante, le pouvoir discriminant de l'axe est meilleur ($\lambda = 0,25$) avec l'échantillonnage 2 qu'avec l'échantillonnage 1 ($\lambda = 0,22$) (différence statistiquement significative). Dans la phase d'apprentissage et dans la phase de validation, la probabilité de détection (POD) est meilleure. La différence entre la probabilité de détection (POD) et la spécificité (SPE) est plus petite. Les radiosondages des deux groupes ont donc une probabilité équivalente d'être reclassés dans leur groupe d'origine. Ceci n'était pas le cas dans les analyses précédentes puisque le nombre de radiosondages du groupe 2 était presque le double de celui du groupe 1. Un nombre équivalent de radiosondages dans chaque groupe est donc favorable pour établir une classification où la probabilité de détection de chaque groupe est la même.

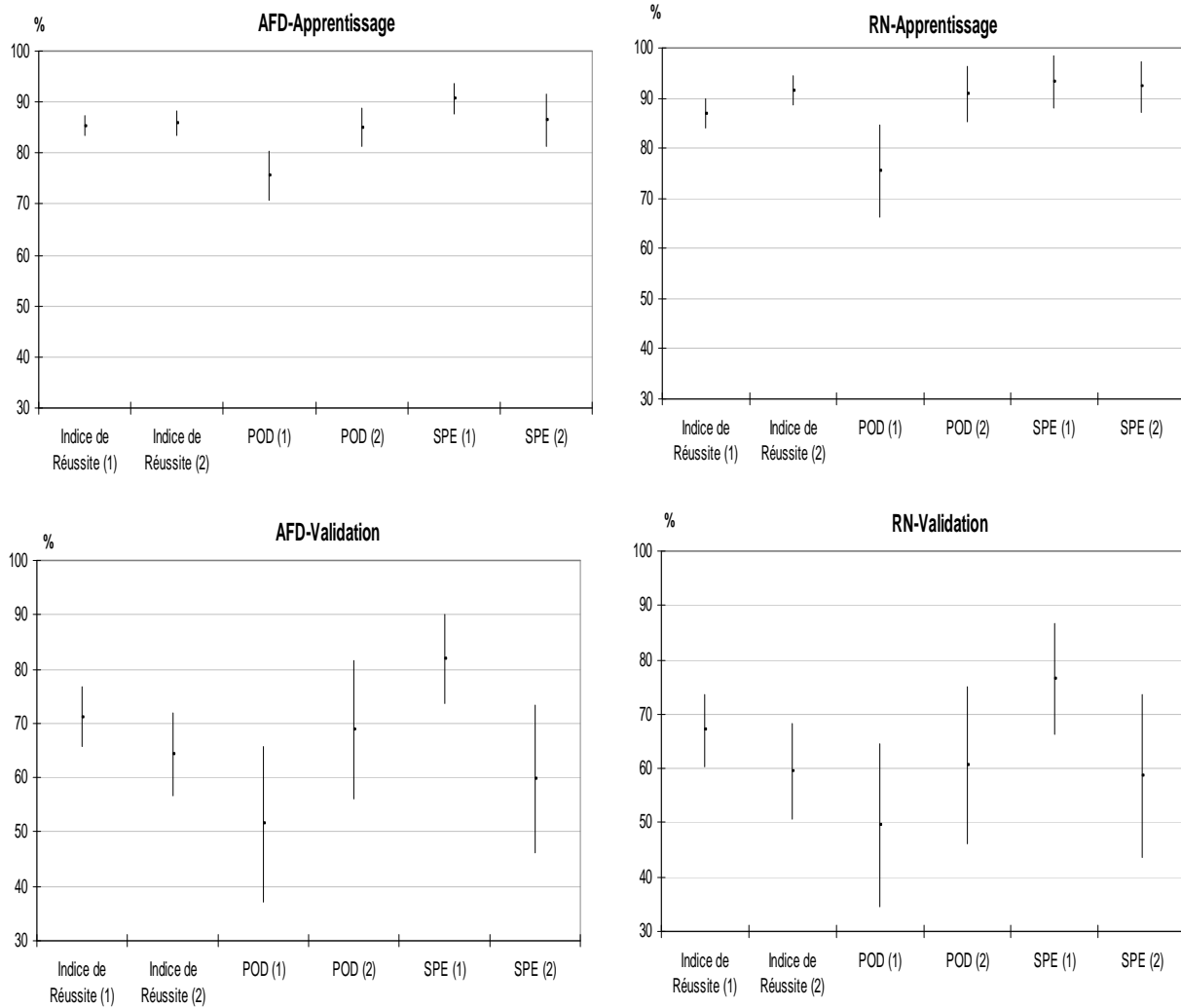


Figure 6-5 : Comparaison des performances moyennes pour les deux approches d'échantillonnage ((1) et (2)) avec les 16 variables élaborées en entrée. Gauche : Analyse Factorielle Discriminante (AFD) et droite : Réseau de Neurones (RN) ; pour la phase d'apprentissage (en haut) et la phase de validation (en bas). L'échantillonnage 1 considère lors de la phase d'apprentissage 80% des 121 radiosondages dans le groupe 1 et 80% des 229 radiosondages dans le groupe 2 ; l'échantillonnage 2 considère lors de la phase d'apprentissage 80% de 121 radiosondages dans chacun des deux groupes.

Sensibilité aux nombres de variables d'entrée

Ghosh et al. (2004) montrent que pour l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones, les résultats peuvent être améliorés en réduisant le nombre de variables d'entrée. La réduction du nombre de variables d'entrée peut se faire de deux manières différentes : en sélectionnant les variables les plus discriminantes parmi celles déjà considérées ou en considérant seulement une partie des facteurs issus d'une analyse en composantes principales sur ces variables. Dans cette partie, nous vérifions la pertinence des 16 variables. Puis, nous regardons si l'information discriminante contenue dans ces 16 variables peut être réduite par une analyse en composantes principales.

Nous utilisons l'échantillonnage 1. Une variable pertinente est définie comme une variable dont la suppression conduit à une détérioration des performances des méthodes statistiques durant la phase

d'apprentissage. Plusieurs tests ont été faits en supprimant une variable parmi les 16. Les résultats sont présentés dans le tableau 6-6. L'indice de réussite ainsi que le pouvoir discriminant pour les deux méthodes en apprentissage sont toujours inférieurs aux résultats obtenus avec les 16 variables. Bien que les différences de performances entre l'utilisation des 16 variables et un nombre de variables réduit soient moins grandes durant la phase de validation (non montrées), elles n'en demeurent pas moins significatives.

VARIABLES		Apprentissage		Pouvoir discriminant AFD
		AFD	RN	
16 variables	Indice de réussite (%)	85.3 (1.5)	86.9 (2.2)	0,225
	POD (%)	75.6 (3.7)	75.4 (7.2)	
	SPE (%)	90.6 (2.3)	93.2 (4)	
- cisaillement unidirectionnel	Indice de réussite (%)	83 (1.6)	82 (2.2)	0,221
	POD (%)	72.5 (3.7)	67.8 (8.9)	
	SPE (%)	88.6 (2.9)	89.7 (4.9)	
- cisaillement directionnel	Indice de réussite (%)	83.6 (1.5)	82.8 (2.1)	0,219
	POD (%)	75.5 (3.5)	68 (8.2)	
	SPE (%)	88 (2.4)	90.8 (5)	
- Vitesse vent moyenne	Indice de réussite (%)	83.1 (1.7)	82.5 (2.2)	0,221
	POD (%)	75.7 (3.9)	69.3 (9.6)	
	SPE (%)	87.1 (2.8)	89.7 (5.1)	
-flux humidité potentialisé (0-1000m)	Indice de réussite (%)	83 (1.5)	82.3 (2.3)	0,214
	POD (%)	72.7 (4)	68.8 (8.5)	
	SPE (%)	88.6 (2.3)	89.7 (5.2)	
-flux humidité potentialisé (1000-3000m)	Indice de réussite (%)	84.1 (1.5)	82.1 (2.3)	0,225
	POD (%)	70.3 (3.7)	68.5 (8.9)	
	SPE (%)	91.6 (2.7)	89.5 (4.9)	
-flux humidité potentialisé	Indice de réussite (%)	81.1 (1.4)	79.5 (2.3)	0,200
	POD (%)	65.1 (4.7)	63 (10.1)	
	SPE (%)	89.7 (2.8)	88.4 (5.6)	
- θ_e (3000m-2000m)	Indice de réussite (%)	83.1 (1.8)	83.1 (2.2)	0,212
	POD (%)	74.2 (4.3)	68.6 (8.8)	
	SPE (%)	87.9 (3.1)	90.9 (4.4)	
- les 5 gradients de θ_e	Indice de réussite (%)	78.9 (1.5)	78.5 (2.1)	0,200
	POD (%)	74.6 (3.7)	59.5 (10.5)	
	SPE (%)	81.4 (2.9)	88.7 (5.3)	
- les 5 gradients de θ_e et le flux d'humidité potentialisé	Indice de réussite (%)	76.7 (1.6)	75.5 (2)	0,160
	POD (%)	66.9 (4.2)	52.5 (10.4)	
	SPE (%)	82 (3.5)	87.9 (4.8)	
-Z (750hpa à 700hPa)	Indice de réussite (%)	82.6 (1.5)	81 (2.6)	0,210
	POD (%)	71.4 (4.5)	68.5 (9.5)	
	SPE (%)	88.7 (2.8)	87.8 (6)	
-Z (850hpa à 700hPa)	Indice de réussite (%)	81.6 (1.4)	80.1 (2.4)	0,200
	POD (%)	67.8 (4.6)	67.2 (10)	
	SPE (%)	89 (2.9)	87.1 (5.1)	

Tableau 6-6 : Performances moyennes et leurs écart-types entre parenthèses durant la phase d'apprentissage pour les deux méthodes en utilisant les 16 variables discriminantes puis en supprimant une ou plusieurs variables parmi ces 16. La dernière colonne donne le pouvoir discriminant de l'analyse factorielle discriminante.

L'élimination des gradients de température potentielle équivalente, du flux d'humidité potentialisé dans les basses couches conduit à une perte significative de performance. Par l'absurde, ceci nous désigne ces variables comme particulièrement importantes.

Dans l'analyse en composantes principales, nous retenons le nombre de facteurs expliquant 80% de la variance totale. Les figures 6-6 et 6-7 présentent les performances obtenues avec l'analyse

factorielle discriminante (Fig. 6-6) et le réseau de neurones (Fig. 6-7), avec la totalité des variables ou avec leurs facteurs issus de l'analyse en composantes principales.

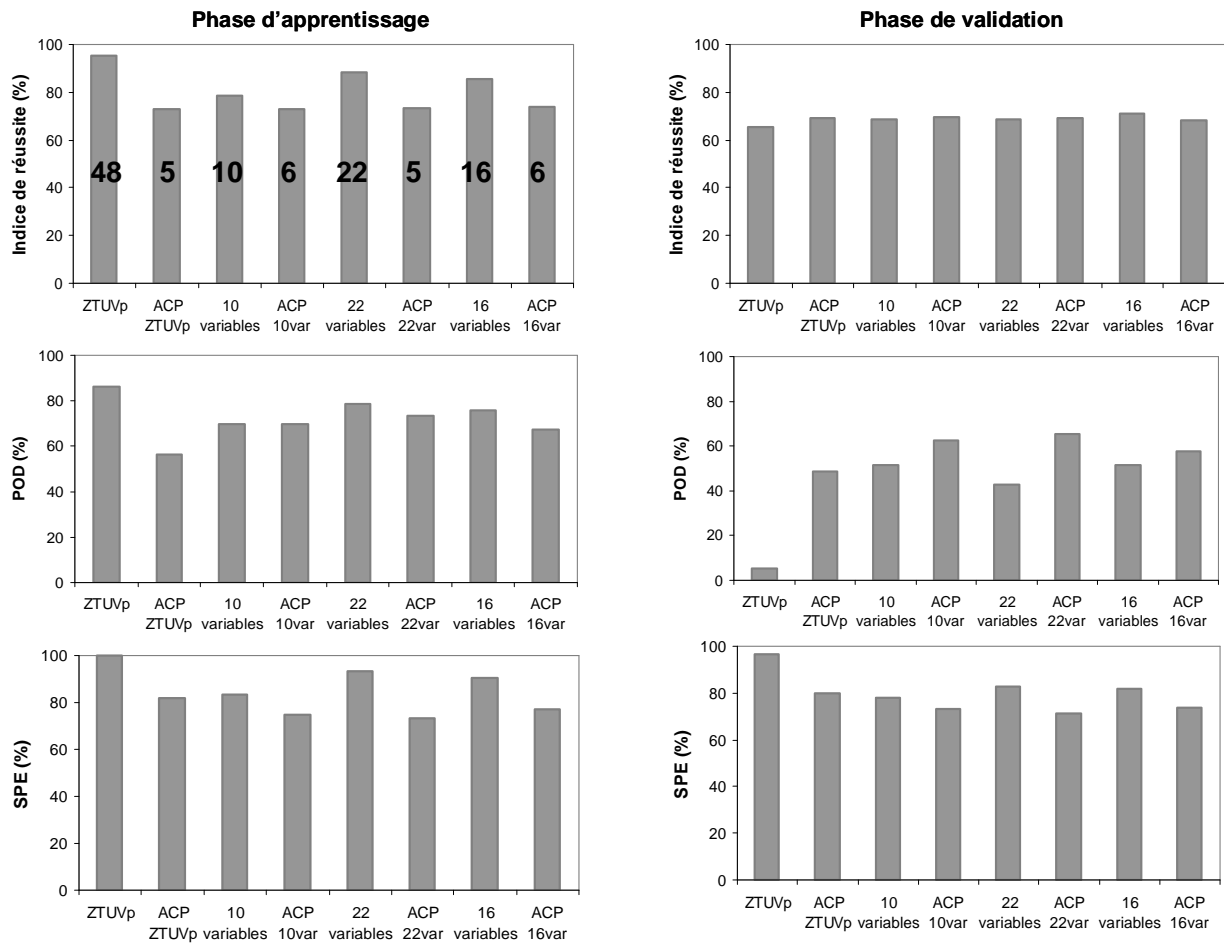


Figure 6-6 : Performances moyennes de l'analyse factorielle discriminante durant les phases d'apprentissage et de validation, selon les différents jeux de variables et leurs facteurs dans une analyse en composantes principales. Les nombres indiqués correspondent soit au nombre de variables considérées, soit au nombre de facteurs retenus. Les 22 variables correspondent aux 10 variables avec les 12 niveaux de géopotential entre 950hPa et 400hPa ; les 16 variables correspondent aux 10 variables avec les 6 niveaux de géopotential entre 950hPa et 700hPa. Les ACP X correspondent aux facteurs de l'analyse en composantes principales réalisée sur les X variables.

Globalement, quelque soit le jeu de variables considéré et quelque soit la méthode statistique, les performances moyennes chutent durant la phase d'apprentissage lorsque nous restreignons le nombre de variables d'entrée au nombre de facteurs issus de l'analyse en composantes principales. Notons cependant que la probabilité de détection de l'analyse factorielle discriminante, en phase de validation, est très fortement améliorée lorsqu'elle est utilisée avec les facteurs issus de l'analyse en composantes principales réalisée sur les variables de base ZTUV_p. Nous avons vu que dans le cas des variables de base ZTUV_p, il y avait eu un sur-apprentissage. L'utilisation des facteurs issus de l'ACP permet de résoudre ce problème.

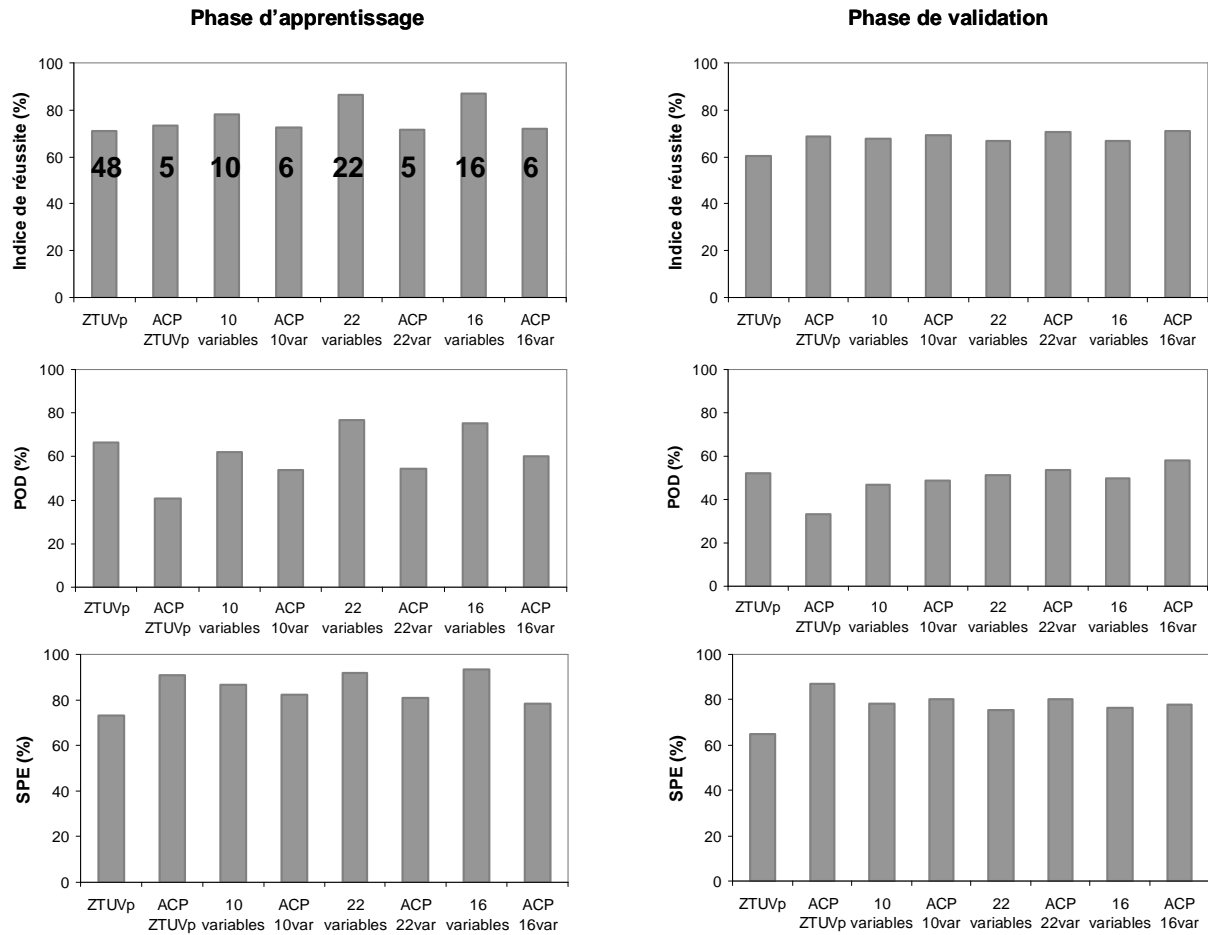


Figure 6-7 : Performances moyennes du réseau de neurones durant les phases d'apprentissage et de validation, selon les différents jeux de variables et leurs facteurs dans une analyse en composantes principales. La lecture du graphique se fait comme pour la figure 6-6.

En conclusion, la réduction du nombre de variables d'entrée n'est pas possible. Les 16 variables élaborées sont toutes pertinentes et nécessaires à la discrimination.

Sensibilité aux individus suspects

Sur les 500 répliques, un radiosondage S peut être affecté n fois à un échantillon d'apprentissage et $(500-n)$ fois à un échantillon de validation. Un radiosondage suspect est défini comme un radiosondage qui est mal reclassé conjointement par les deux méthodes lorsqu'il est en validation. Cela signifie que dans plus de $(500-n)/2$ des cas, le radiosondage S n'est pas affecté à son groupe d'origine quelque soit la méthode statistique considérée. Ce paragraphe présente l'impact des suppressions itératives de ces radiosondages suspects sur les performances. Les variables d'entrée sont les 16 variables élaborées précédemment et nous utilisons l'échantillonnage 2 qui est le plus précis. La procédure commence avec les résultats précédents (Fig. 6-5), sans aucune suppression. A ce niveau, 48 radiosondages sont suspects (20 dans le groupe 1 et 28 dans le groupe 2) parmi les 242. A la première itération, ces 48 radiosondages sont supprimés. Les résultats de la phase de validation, pour les deux méthodes

statistiques, sont améliorés de plus de 10% mais 16 nouveaux radiosondages suspects sont détectés. Cette procédure est répétée trois fois. A la troisième itération, il n'y a plus de radiosondages suspects et les performances ont gagné plus de 20% pour l'analyse factorielle discriminante et plus de 30% pour le réseau de neurones. Finalement, 68 radiosondages sont supprimés des 242 de l'échantillon initial (30 dans le groupe 1, 38 dans le groupe 2). Les 174 radiosondages restants constituent l'échantillon final qui sera utilisé pour calibrer l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones afin d'utiliser ces outils en mode prédictif.

6.4. Utilisation des approches statistiques en mode prédictif

A l'issue de la recherche des variables élaborées discriminantes et des études de sensibilité nous disposons maintenant d'un ensemble de 174 radiosondages validés pour caler l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones. L'indice de réussite est de 95,9% pour l'analyse factorielle discriminante et de 100% pour le réseau de neurones. Le pouvoir discriminant de l'axe factoriel λ est de 0,53, ce qui est le meilleur score obtenu au cours de nos différentes études. Pour les deux méthodes statistiques, le score de Heidke est de 0,77.

La dernière étape consiste désormais à classer dans les deux groupes la totalité de l'archive de radiosondages qui répond aux critères dynamiques (880 radiosondages). Sur les 880 radiosondages, les critères pluviométriques sont applicables pour 350 radiosondages et 59 radiosondages correspondent à des jours non pluvieux. Il reste donc 471 radiosondages à classer. En réalité, il s'agit de classer 642 radiosondages. En effet, parmi les 350 radiosondages dont le groupe était connu, 174 sont utilisés pour le calage des méthodes et 5 du groupe 2 sont retirés car incomplets, les variables élaborées ne pouvant pas être toutes calculées. Les 642 radiosondages correspondent donc aux $471 + (350 - 174 - 5)$ radiosondages.

207 radiosondages (32,2%) sont caractéristiques d'évènements de CPP selon l'analyse factorielle discriminante et 187 (29,1%) selon le réseau de neurones. Les deux méthodes s'accordent dans 80% des cas (soit 514 radiosondages). Pour l'affectation au groupe 1, les deux méthodes s'accordent sur 133 radiosondages (21% du total des 642 radiosondages, mais 51% des radiosondages qui sont classés dans le groupe 1 soit par l'AFD soit par le RN). Le tableau 6-7 résume le nombre d'affectation dans chaque groupe et les recouvrements entre les méthodes.

		AFD		Total
		Gr 1	Gr 2	
RN	Gr 1	133	54	187
	Gr 2	74	381	455
	Total	207	435	

Tableau 6-7 : Résultats de la classification des 642 radiosondages dans les deux groupes (Gr 1 et Gr 2) selon la méthode statistique : analyse factorielle discriminante (AFD) ou réseau de neurones (RN).

La sensibilité des résultats de prédiction aux radiosondages utilisés pour le calage est réalisée en effectuant 500 répliquions de cette prédiction. L'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones sont alors calés 500 fois en utilisant 80% des 174 radiosondages connus. En moyenne, l'analyse factorielle discriminante détecte 214 radiosondages dans le groupe 1 avec un écart-type de 16,2 tandis que le réseau de neurones détecte 211 radiosondages dans le groupe 1 en moyenne avec un écart-type de 19,3. Nous retiendrons dans la suite les résultats en prédiction obtenus avec l'utilisation de la totalité des 174 radiosondages en calage.

Parmi les 642 radiosondages à classer, 171 ont une affectation déjà connue (30 dans le groupe 1 et 141 dans le groupe 2) mais n'ont pas été utilisés pour le calage des méthodes statistiques, soit parce qu'ils correspondent à des individus suspects, soit parce qu'ils n'appartiennent pas à l'échantillonnage retenu pour le calage. Le tableau 6-8 présente le résultat de la classification de ces 171 individus. Pour les 30 individus que nous savons appartenir au groupe 1, l'AFD en classe uniquement 4 (1+3) et le RN 5 (1+4) dans ce même groupe. Les deux méthodes s'accordant seulement sur 1 individu et sont d'accord pour en classer 22 dans le groupe 2. Nous confirmons que ces individus du groupe 1 étaient bien des individus suspects. Pour les 141 individus du groupe 2, l'AFD en classe effectivement 74 (63+11) dans ce groupe et le RN 85(22+63), les méthodes ne s'accordent que pour 63 individus. Les affectations sont donc meilleures pour les individus du groupe 2. Cependant, parmi ces 141 individus, une centaine n'étaient pas suspects. Ils n'appartenaient simplement pas à l'échantillon de calage.

		AFD				AFD	
		Gr 1	Gr 2			Gr 1	Gr 2
RN	30 rs Gr 1	1	4	RN	141 rs Gr 2	45	11
	Gr 1	3	22		Gr 1	22	63
	Gr 2				Gr 2		

Tableau 6-8 : Résultats de la classification des radiosondages dont nous connaissons le groupe mais qui n'ont pas été utilisés pour le calage des méthodes statistiques. 30 radiosondages (rs) sont dans le groupe 1 et 141 radiosondages sont dans le groupe 2 initialement.

Parmi les 350 radiosondages sur lesquels les critères pluviométriques étaient applicables, 121 radiosondages étaient affectés au groupe 1 soit 34,6% des 350. L'occurrence des événements de convection peu profonde organisée en bandes obtenue avec les méthodes statistiques est du même ordre de grandeur (32,2% pour l'analyse factorielle discriminante et 29,1% pour le réseau de neurones), ce

qui constitue une première évaluation favorable des résultats de l'analyse factorielle discriminante et du réseau de neurones.

En conclusion, la classe de temps d'évènements que nous considérons de convection peu profonde organisée en bandes est donc constituée de 224 radiosondages : 91 radiosondages du groupe 1 utilisés dans le fichier de calage (correspondant aux 121 radiosondages extraits avec les critères dynamiques et pluviométriques moins les 30 radiosondages suspects) auxquels sont ajoutés les 133 radiosondages classés conjointement par les deux méthodes statistiques.

6.5. Description de la nouvelle classe de temps d'évènements de convection peu profonde organisée en bandes

Ces 224 radiosondages représentent 25,5% des radiosondages répondant aux critères dynamiques (les 880). Nous détaillons leurs occurrences interannuelles, ainsi que la saisonnalité et la durée de ces évènements. La liste de ces radiosondages est donnée en annexe 3.

Occurrence interannuelle

L'occurrence interannuelle des radiosondages des évènements de CPP est présentée sur la figure 6-8. Cette répartition montre que le nombre de radiosondages classés dans le groupe 1 par les méthodes statistiques (« les 133 rs » sur la figure) n'évolue globalement pas avec le temps, une légère diminution du nombre est observée dans les années 1990 et une augmentation marquée est observée en 1999 et 2001. La classe de temps complète (« les 224 rs » sur la figure) présente une évolution au cours des années, avec une tendance à l'augmentation à partir des années 1990. Cette augmentation s'explique par le nombre plus important de radiosondages classés dans le groupe 1 grâce aux données pluviométriques, plus nombreuses, et à leur utilisation pour le calage des méthodes statistiques. Entre 1988 et 1992, le nombre de radiosondages classés dans le groupe 1 est très faible (voire nul). Ce résultat s'explique par le plus faible nombre de situations répondant aux critères dynamiques (Fig. 5-15).

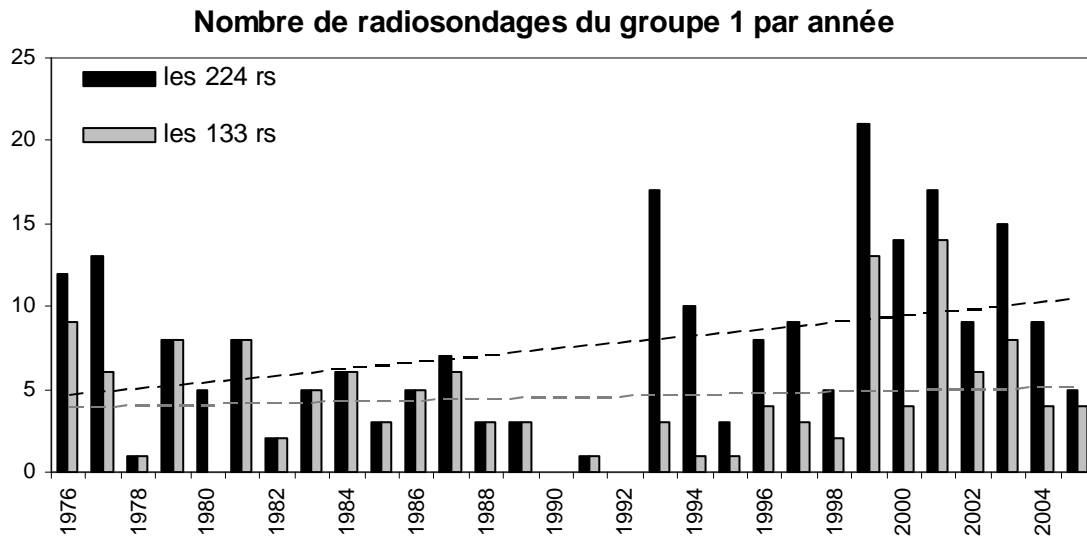


Figure 6-8 : Occurrence interannuelle des radiosondages affectés au groupe 1 par les méthodes statistiques (les 133 rs) et pour l'ensemble de la classe de temps (les 224 rs). Les lignes noires et grises sont les courbes de tendance de ces occurrences.

Bien que le nombre de radiosondages classés dans le groupe 1 par les méthodes statistiques reste en moyenne constant avec les années, l'occurrence de détection augmente. Nous appelons occurrence de détection la proportion de radiosondages classés dans le groupe 1 parmi les radiosondages à classer (les 642). L'occurrence de détection et leur courbe de tendance sont présentées figure 6-9. Avec les années, le nombre de radiosondages à classer diminue (apport des données pluviométriques) mais le nombre de radiosondages classés dans le groupe 1 augmente.

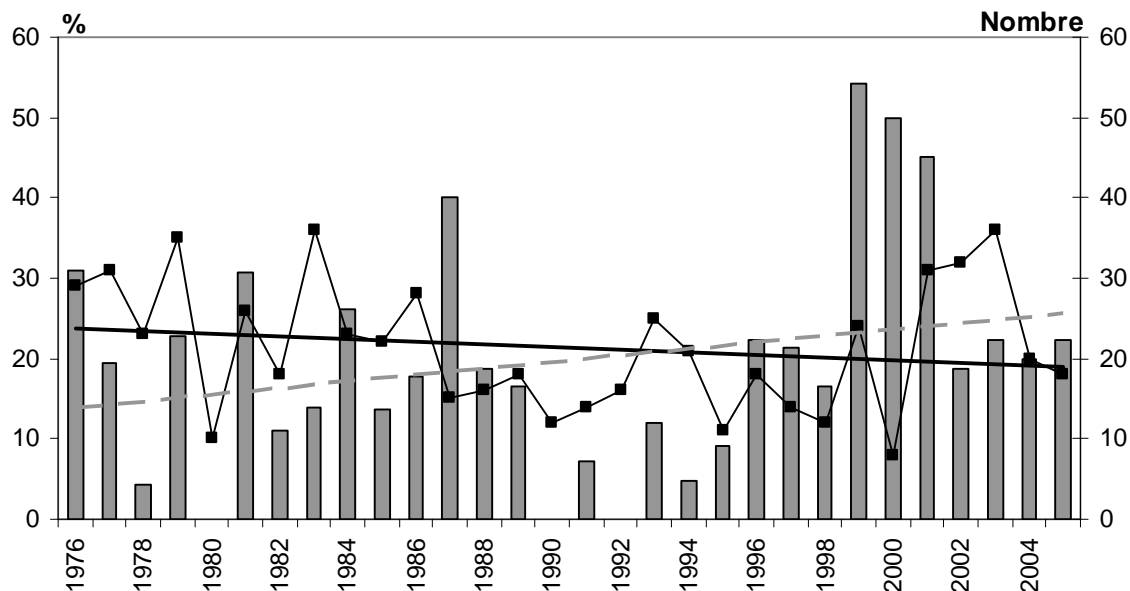


Figure 6-9 : Histogramme et courbe gris : occurrence (%) de détection des radiosondages du groupe 1 en fonction des années (axe de gauche). Courbe noire : nombre de radiosondages répondant aux critères dynamiques (axe de droite) pour lesquels les méthodes statistiques doivent déterminer le groupe.

Saisonnalité

La figure 6-10 présente l'évolution du nombre de radiosondages du groupe 1 dans chaque saison sur la période 1976-2005. Les évènements de CPP sont plus nombreux en automne (Septembre-Octobre-Novembre). L'évolution du nombre de radiosondages classés dans le groupe 1 par les méthodes statistiques en fonction de la saison et des années (Fig. 6-11) fait ressortir qu'en automne, il y a, en moyenne, 1 radiosondage supplémentaire par rapport aux autres saisons. Les méthodes statistiques ne sont donc pas sensibles à la saison et n'ont pas été influencées par la présence d'un plus grand nombre de radiosondages en automne durant la phase de calage. Les évolutions inter-annuelles sur la période 1976-2005 sont faibles : nous notons une légère diminution du nombre d'évènements de CPP détectés au printemps et une légère augmentation en automne.

Durée des évènements

Nous proposons deux définitions pour caractériser la durée de l'évènement. Dans un premier cas, un évènement sera caractérisé par un ensemble de radiosondages consécutifs classés dans le groupe 1. Notre deuxième définition propose d'identifier la durée d'un évènement comme un ensemble de jours consécutifs dont au moins un radiosondage est classé dans le groupe 1. Nos résultats montrent que, dans le premier cas, la classe de temps constituée des 224 radiosondages contient 128 évènements d'un radiosondage (12h), 24 évènements de 2 radiosondages consécutifs (24h), 8 évènements de 3 radiosondages (36h) et 6 évènements de 4 radiosondages (48h). 23% des évènements ont donc une durée minimum de 36h consécutives où sont présentes des précipitations orographiques organisées en bandes. Ce résultat confirme la stationnarité de tels évènements.

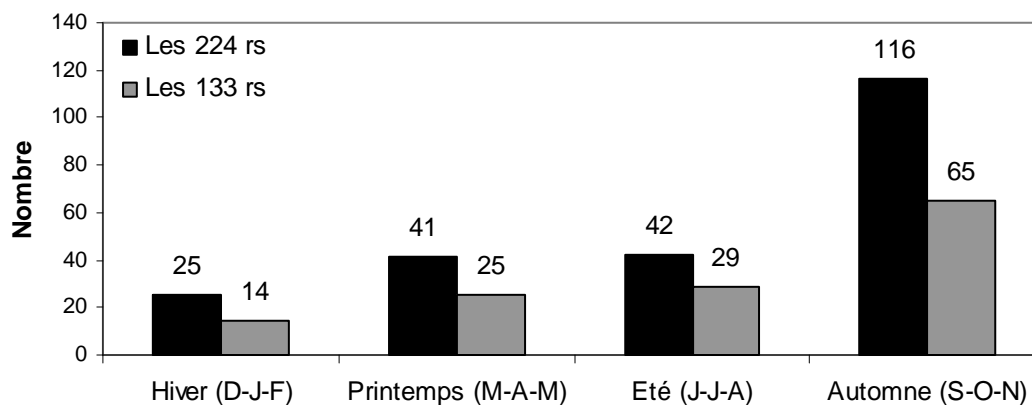


Figure 6-10 : Saisonnalité des radiosondages du groupe 1 sur la période 1976-2005. Gris : pour les radiosondages classés par les deux méthodes statistiques (les 133 rs). Noir : pour les radiosondages de la classe de temps complète (les 224 rs)

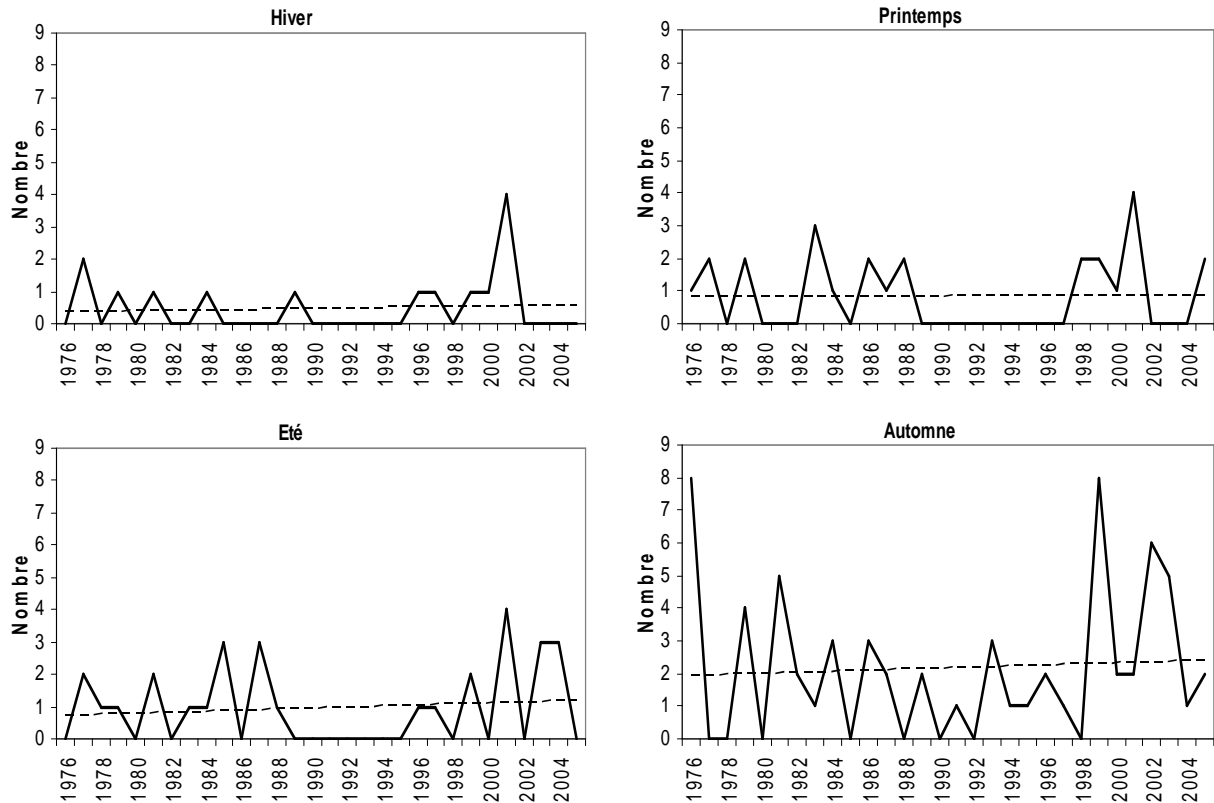


Figure 6-11 : Evolution du nombre de radiosondages classés dans le groupe 1 par les méthodes statistiques en fonction de la saison et des années (courbe de tendance en pointillés).

Dans le deuxième cas, la classe de temps contient 126 évènements d'un jour, 33 évènements de 2 jours, 3 évènements de 3 jours et 1 évènement de 4 jours.

6.6. Validation de la méthode à partir de simulations

Pour valider la classification réalisée par ces méthodes statistiques, nous réalisons des simulations avec MesoNH, et l'analyse géostatistique des champs de pluie simulés. Le radiosondage générique, construit à partir des 224 radiosondages de la nouvelle classe de temps d'évènements de CPP et présenté figure 7-1, est utilisé en entrée du modèle MesoNH.

6.6.1. Distribution des précipitations simulées dans l'espace

Les structures de la moyenne horaire des précipitations totales simulées et de leur variance sont présentées figure 6-12. Les analyses de ces résultats conduisent aux mêmes conclusions que celles établies au chapitre 5 :

- les précipitations sont localisées sur le relief ;
- elles sont organisées en bandes, stationnaires (Fig. 6-12b) ;

- l'intensité est légèrement plus forte que celle obtenue précédemment (Fig. 5-18a). Elle peut varier de $2\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ à $11\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ en 4km . La moyenne des précipitations horaires supérieures à $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ est de $2,5\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$;
- le développement vertical est limité dans les 4 premiers kilomètres (Fig. 6-13) ;
- le rapport de longueur sur largeur est extrait du variogramme 2D (Fig. 6-14) et est égal à 4,3 (longueur de corrélation à 50% de variance expliquée= $6,5\text{km}$; largeur de corrélation= $3,5\text{km}$). Il y a également répétition de la forme elliptique environ 10km au nord-est de la fenêtre (interdistance observée par Miniscloux (2001)).

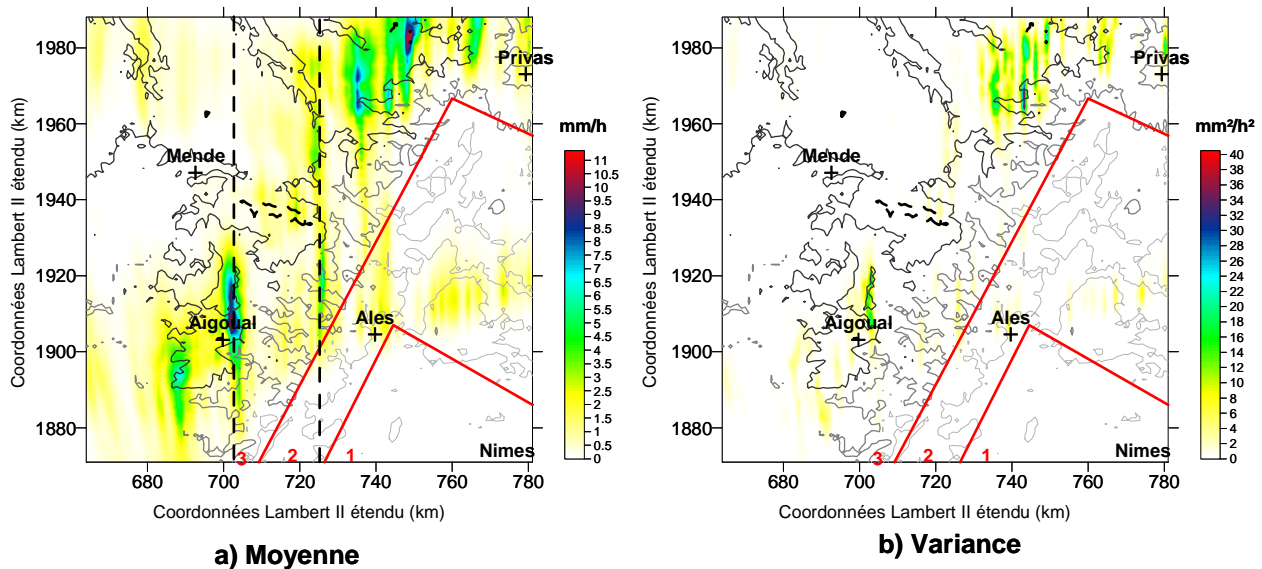


Figure 6-12 : a) Moyenne horaire des précipitations simulées à partir du radiosondage générique des 224 évènements de CPP et b) variance. Les principales villes sont représentées par les croix, le relief est en isocontours dégradés gris à noirs : 200m, 500m, 1000m et 1500m. Les traits rouges délimitent les trois secteurs : plaine (1), piémont (2) et montagne (3) évoqués au chapitre 1. Les traits verticaux pointillés noirs correspondent à la position des coupes verticales de la figure 6-13.

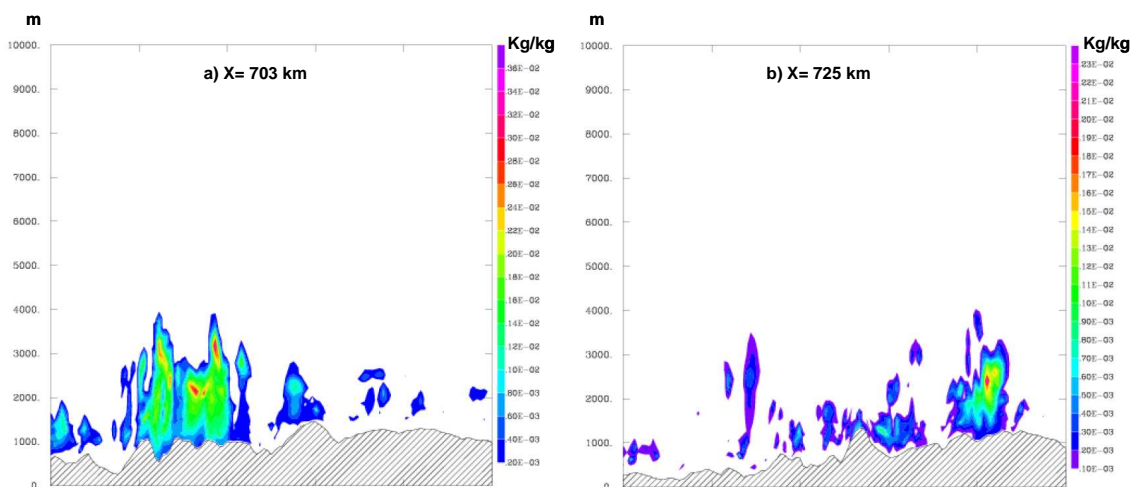


Figure 6-13 : Coupes verticales instantanées de la totalité des hydrométéores présents dans l'atmosphère en a) $X=703\text{km}$, b) $X=725\text{km}$. La position de ces coupes est représentée par les traits verticaux pointillés de la figure 6-12.

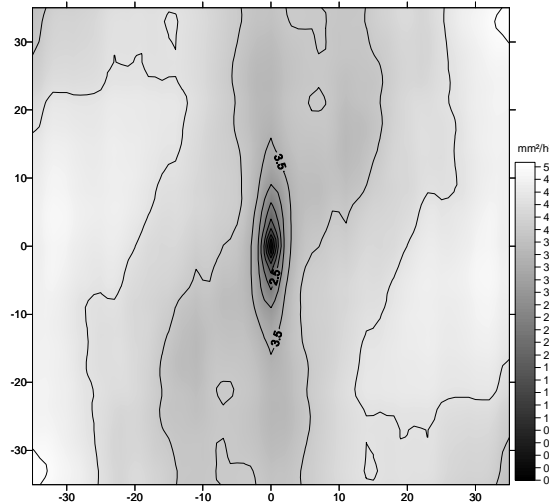


Figure 6-14 : Variogramme 2D obtenu pour l'ensemble des pluies simulées toutes les 5 minutes avec le radiosondage générique des 224 événements de CPP en utilisant une fenêtre de 70x70km².

6.6.2. Distribution des cellules de pluie dans l'espace

De même qu'avec la simulation du radiosondage générique des 121 événements de CPP, nous analysons maintenant la distribution des cellules de pluie dans l'espace en 1) caractérisant ces cellules par leur surface, leur orientation et la longueur de leur grand axe et 2) en étudiant le dénivelé lagrangien sous les points de déclenchement. Nous gardons le même seuil de $4\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ d'identification des cellules. Sur les 25 champs de pluie simulés, 491 cellules sont identifiées. La distribution des orientations, des surfaces et de longueurs des grands axes sont semblables à celles mises en évidence sur la figure 5-23 : la médiane des orientations vaut ici N-184°E, la surface médiane est de 13km^2 et la longueur médiane des grands axes est de 5km. Le rapport de longueur sur largeur des cellules est d'environ 1,8. Ces valeurs sont identiques à celles obtenues au chapitre 5. L'analyse lagrangienne du dénivelé sous les points de déclenchement conduit également aux mêmes résultats.

6.6.3. Dynamique de la pluie à l'intérieur des bandes orographiques

Nous avons extrait les RTI au niveau des deux coupes verticales à $X=703\text{km}$ et à $X=725\text{km}$ (Fig. 6-15). Si nous considérons le contour à 50% de variance expliquée dans les deux cas, la longueur de corrélation de la pluie est de 10 km dans la bande en $X=703\text{km}$ et de 6 km dans la bande en $X=725\text{km}$, l'auto corrélation de la pluie dans le temps est respectivement de 10min et de 5min environ. La répétition de la forme elliptique sur la verticale indique la période de régénération des cellules qui est d'environ 25min et 35min (la valeur observée était de 40min). Finalement pour ces deux bandes, la vitesse d'advection est d'approximativement $65\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$. Cette vitesse est supérieure à la vitesse moyenne

du vent des basses couches ($<850\text{hPa}$) qui est de $53\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$. Par contre elle correspond à la vitesse moyenne du vent entre 800hPa et 600hPa .

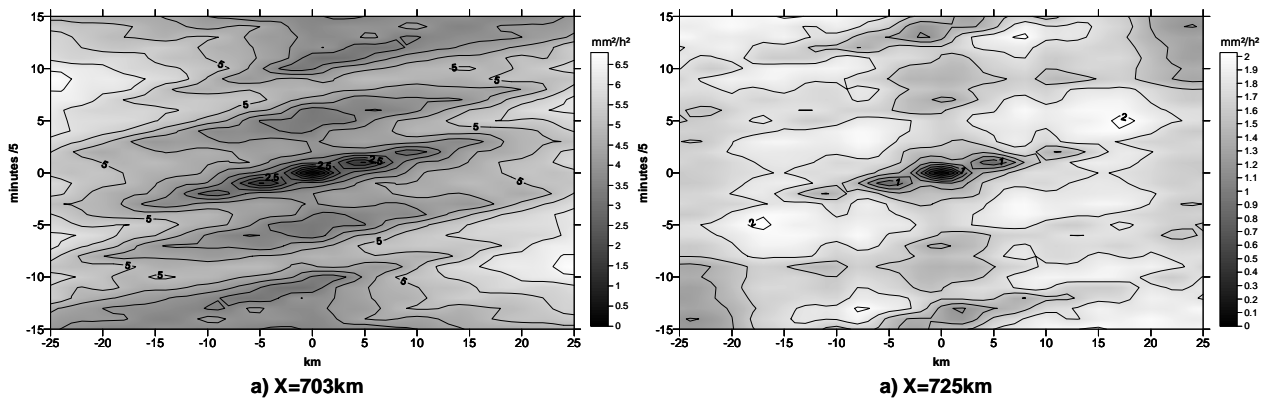


Figure 6-15 : Variogramme 2D des RTI selon Y en a) $X=703\text{ km}$ et b) $X=725\text{ km}$.

6.6.4. Action de la topographie sur la masse d'air

Dans ce paragraphe, nous nous intéressons à l'action de la topographie sur la masse d'air. La figure 6-16 présente une coupe verticale en $X=703\text{ km}$ sur la simulation du radiosondage générique des 224 radiosondages sur laquelle nous plaçons les vitesses verticales et le rapport de mélange de l'eau précipitante. Cette figure permet de mettre en évidence la présence d'ondes de gravité au niveau desquelles se forme le maximum d'eau précipitante, comme cela a été montré par Cosma et al. (2002) et Kirshbaum et al. (2007a). Cependant de l'eau précipitante est également observée en amont du développement des ondes.

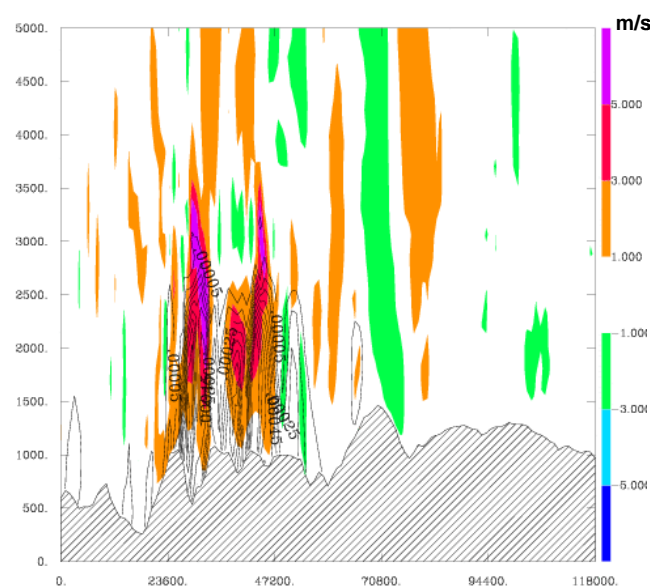


Figure 6-16 : Coupe verticale en $X=703\text{ km}$ des vitesses verticales instantanées ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) en plage de couleur et du rapport de l'eau nuageuse précipitante instantané (en isocontours, $\text{kg}\cdot\text{kg}^{-1}$).

Nous nous intéressons sur la figure 6-17 à la manière dont la masse d'air voit la topographie. La figure 6-17a présente le dénivelé lagrangien sous les points de déclenchement, la figure 6-17b présente la pente lagrangienne superposée au vent lagrangien de basse couche (premier niveau du modèle, 60m au dessus du sol). La pente est exprimée à partir de l'équation Eq.6-5. Plus la pente est grande (en valeur absolue) plus le vecteur vent est parallèle au gradient de la topographie.

$$pente = \frac{\begin{pmatrix} u \\ v \end{pmatrix} \cdot \vec{grad}(t)}{\|\vec{V}\| \cdot \|\vec{grad}(t)\|} = \cos(\vec{V}, \vec{grad}(t)) \quad (\text{Eq.6-5})$$

avec \vec{V} le vecteur vent de composante zonale u et de composante méridienne v et $\vec{grad}(t)$ le gradient de la topographie.

Sur la figure 6-17c nous présentons finalement la convergence horizontale lagrangienne au premier niveau du modèle qui est l'opposé de la divergence calculée selon l'équation Eq.6-6 :

$$div = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \quad (\text{Eq.6-6})$$

L'analyse de la figure 6-17 montre que les cellules de pluie se forment toutes en aval de fortes pentes. C'est en effet en amont des cellules que le gradient du relief (Fig. 6-17a) est le plus fort et nous pouvons observer à ce niveau une légère déflexion vers l'ouest du vent. Les secteurs de plus forte pente sont globalement divergents (Fig. 6-17c) car le flux contourne l'obstacle. En aval de la plus forte pente, la cellule de pluie s'allonge dans une zone de convergence. Le mécanisme de formation des cellules s'apparente donc à celui mis en évidence par Yates (2006). Les pluies se forment par soulèvement orographique (Fig. 1-7) puis sont entretenues et s'étendent par convergence en aval de la plus forte pente.

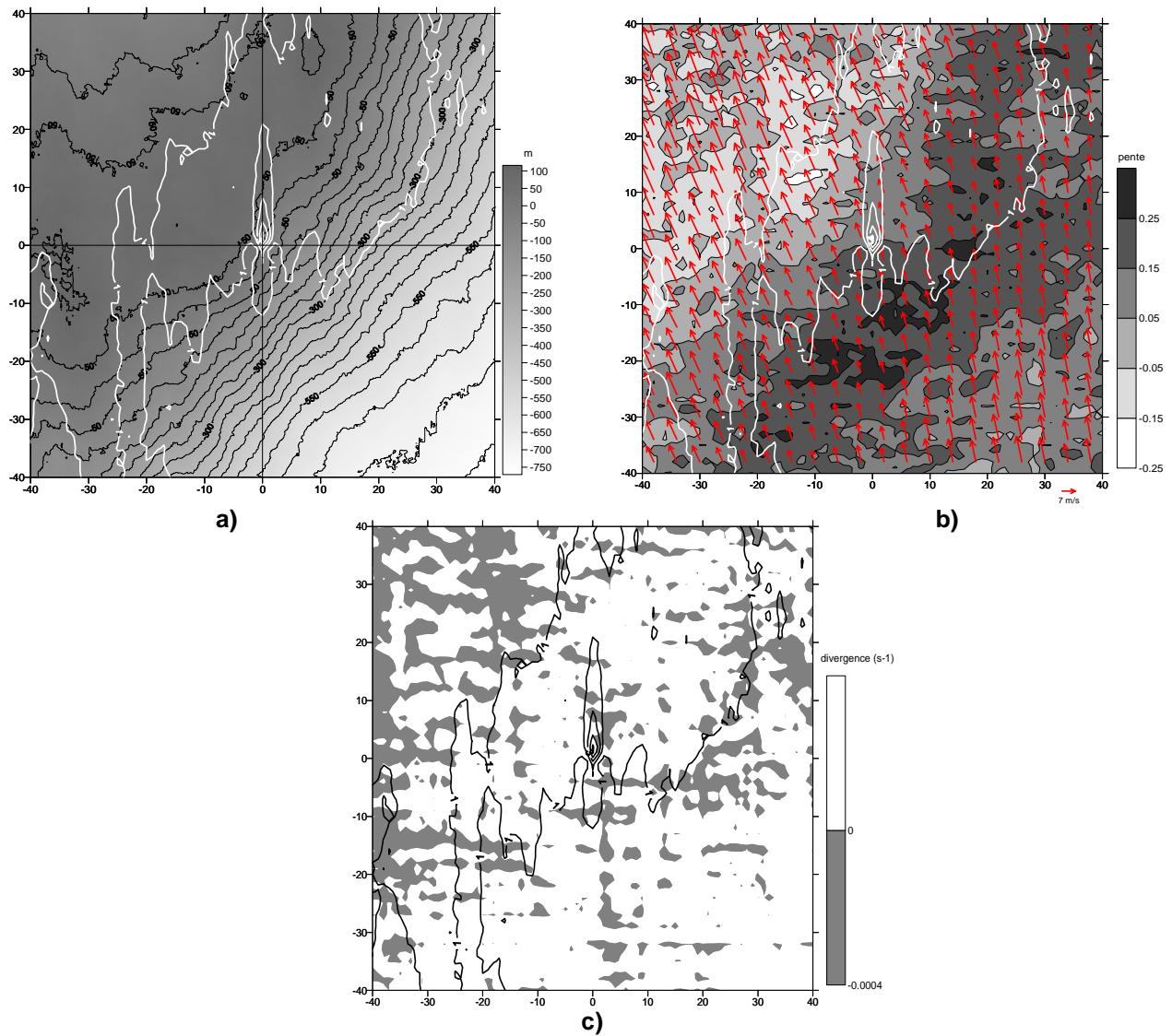


Figure 6-17 : Pluie lagrangienne du radiosondage générique sur les 224 radiosondages en isocontours (blancs sur la figure a et b, noirs sur la figure c, représentés tous les 1mm.h^{-1}) superposée a) au dénivelé lagrangien, b) à la pente lagrangienne et au vent lagrangien de basse couche et c) à la divergence de basse couche (gris=convergence, blanc=divergence).

6.6.5. Simulations de cas prédits

Pour terminer cette partie destinée à la validation de la classification réalisée par les méthodes statistiques, nous avons réalisé 4 simulations forcées par les radiosondages du :

- 13 octobre 1983 : classé dans le groupe 2 par les deux méthodes statistiques
- 21 novembre 1989 : classé dans le groupe 1 par les deux méthodes statistiques
- 22 novembre 2003 : radiosondage suspect appartenant au groupe 1, systématiquement reclassé dans le groupe 2

- 4 novembre 2005 : radiosondage suspect appartenant au groupe 2, systématiquement reclassé dans le groupe 1.

Les précipitations horaires moyennes sont présentées figure 6-18. Les résultats des simulations confirment la classification effectuée par l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones. Le champ de pluie simulé du 13 octobre 1983 (Fig. 6-18b) ne présente pas d'organisation en bandes. Bien que l'extension verticale des nuages soit limitée, les précipitations horaires moyennes sont très faibles en comparaison de celles simulées avec le radiosondage générique (Fig. 6-18a). De plus, si nous considérons les précipitations supérieures à $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$, la structure du champ de pluie ne présente pas d'organisation spécifique. Le variogramme 2D (Fig. 6-19a) ne met pas en évidence de structure anisotrope : le rapport de longueur sur largeur des pluies à 50% de variance expliquée est seulement de 1,4. Les précipitations sont localisées à proximité des sommets du relief. Ce radiosondage appartient donc au groupe 2.

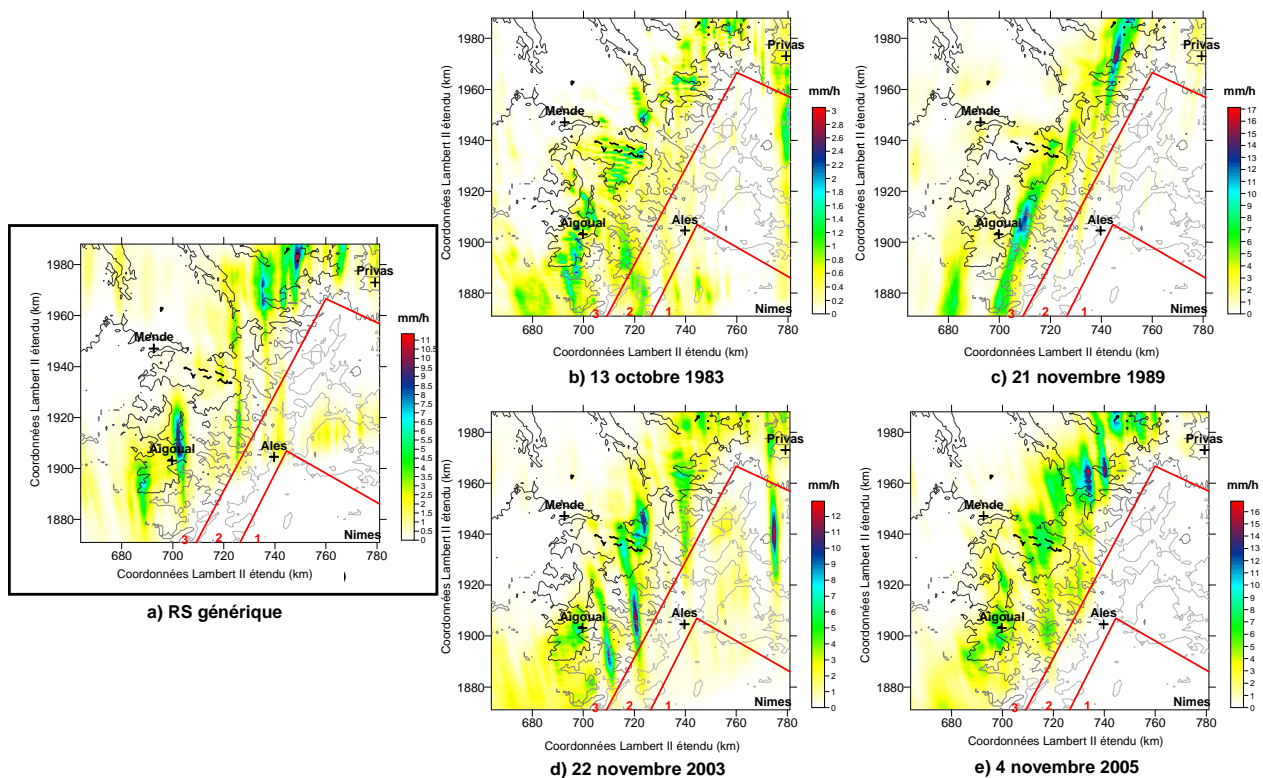


Figure 6-18 : Même légende que la figure 6-12a pour a) le radiosondage générique sur les 224 évènements, b) le radiosondage du 13 octobre 1983, c) le 21 novembre 1989, d) le 22 novembre 2003 et e) le 4 novembre 2005.

Le champ de pluie simulé du radiosondage du 21 novembre 1989 (Fig. 6-18c) présente quant à lui une alternance de zones de forts cumuls et de zones sèches, ce qui est caractéristique d'une organisation en bandes des précipitations. Les coupes verticales (non représentées) montrent également l'extension verticale des cellules nuageuses limitée aux premiers kilomètres de l'atmosphère : il s'agit

bien de convection peu profonde. En considérant 50% de variance expliquée sur le variogramme 2D (Fig. 6-19b), le rapport de longueur sur largeur du champ pluvieux est de 4,2 avec une répétition de la forme elliptique à 20km environ. Le radiosondage du 21 novembre 1989 appartient donc au groupe 1.

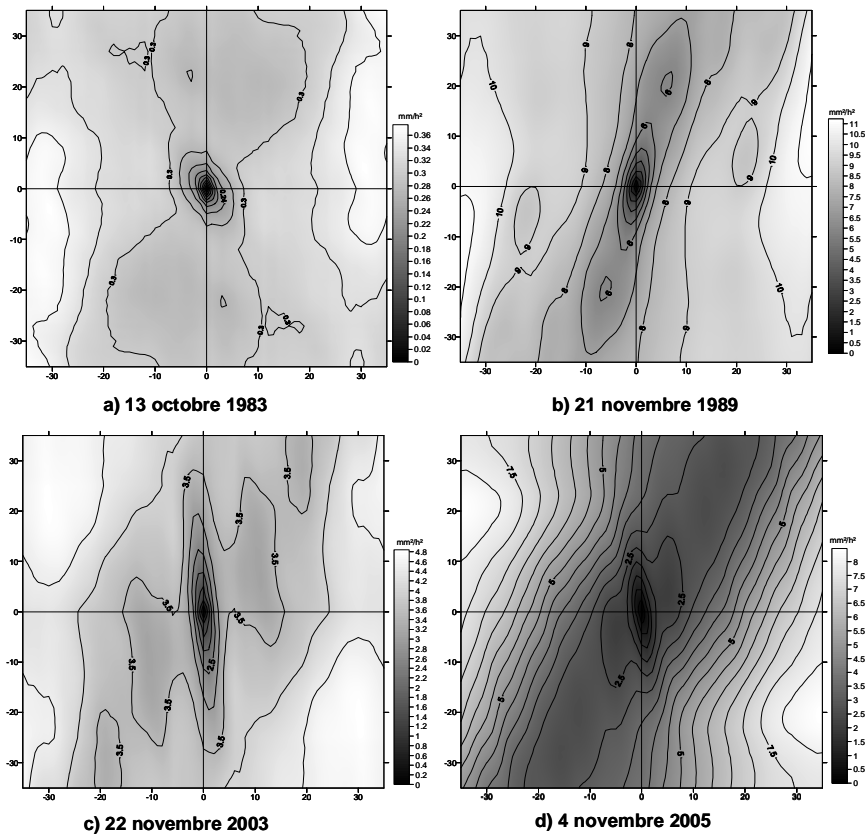


Figure 6-19 : Variogramme 2D obtenu à partir de l'ensemble des pluies simulées toutes les 5 minutes avec a) le radiosondage du 13 octobre 1983, b) le radiosondage du 21 novembre 1989, c) le radiosondage du 22 novembre 2003 et d) le radiosondage du 4 novembre 2005.

Pour le radiosondage du 22 novembre 2003 (Fig. 6-18d), la même analyse nous conduit à conclure à son appartenance au groupe 1 : le variogramme 2D (Fig. 6-19c) montre une structure anisotrope orientée sud-nord de rapport de longueur sur largeur de 4,8 (à 50% de variance expliquée) et une répétition de la forme elliptique à 10km. Pourtant l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones l'affectent au groupe 2. La vitesse moyenne du vent calculée sur ce radiosondage est plus faible que la moyenne de cette vitesse obtenue sur l'ensemble des radiosondages du groupe 1. La couche d'atmosphère située entre 3000m et 4000m est également plus stable que la moyenne des radiosondages du groupe 1. Or ces deux variables sont des variables discriminantes. Ceci explique donc pourquoi les méthodes statistiques l'affectent au groupe 2.

Finalement, d'après les simulations, le radiosondage du 4 novembre 2005 (Fig. 6-18e) appartient au groupe 1, affectation également proposée par l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones. Cependant la structure en bandes est moins nette que dans les cas précédents : si

nous considérons le contour expliquant 50% de la variance sur le variogramme 2D (Fig. 6-19d), il n'y a pas de structure elliptique : le rapport de longueur sur largeur du champ pluvieux est de 1,6. Par contre si le contour expliquant 30% de variance est considéré, ce rapport vaut 3,3 et la structure elliptique se répète à 5km environ. Ce radiosondage était affecté au groupe 2 car seulement deux heures sur les 24h étudiées répondaient aux critères pluviométriques. Ceci illustre la limite de nos critères de sélection. Pour ces deux dernières simulations, l'extension verticale des hydrométéores est également limitée aux 4 premiers kilomètres.

Synthèse de la partie II

Dans cette partie, nous avons construit un ensemble de radiosondages caractéristiques des évènements de convection peu profonde organisée en bandes à partir des radiosondages de 1976-2005.

Le chapitre 4 décrit les évènements de référence à partir desquels nous avons construit nos critères d'extraction sur des caractéristiques dynamiques et pluviométriques. L'évènement de convection peu profonde organisée en bandes (14 novembre 1986 et 5 octobre 1987) est comparé à un évènement de convection profonde (8-9 septembre 2002).

Le chapitre 5 présente une analyse conjointe des précipitations et des valeurs de certaines variables atmosphériques observées lors de ces évènements. Cette analyse met en évidence l'existence d'un flux de sud constant et intense pour le déclenchement de précipitations orographiques. L'analyse de la structure des précipitations montre que la moyenne des pluies doit augmenter avec l'altitude. Au contraire, l'intermittence doit diminuer. Ces moyennes et ces intermittences sont étudiées heure par heure. Nous identifions également des intervalles de valeurs sur l'intermittence dans les différents secteurs afin d'éliminer les précipitations liées à des systèmes stratiformes, à des systèmes convectifs de meso-échelle ou à des orages isolés. La fenêtre temporelle autour de chaque radiosondage considérée est de 24h (12h avant et 12h après). La mise au point de critères d'extraction dynamiques et pluviométriques permet d'extraire 121 radiosondages caractéristiques d'évènements de convection peu profonde organisée en bandes. Ce nombre reste faible en comparaison des données de radiosondages disponibles (21944). 880 répondent aux critères dynamiques mais l'ensemble des données pluviométriques, lacunaire, permet de n'étudier que 350 radiosondages. Il a donc été nécessaire de développer une autre méthode d'extraction.

C'est l'objet du chapitre 6 qui présente deux méthodes d'analyse statistique : l'analyse factorielle discriminante et le réseau de neurones. Le but est d'une part de classer les radiosondages pour lesquels les données de pluie ne sont pas disponibles et d'autre part de déterminer les variables discriminant le groupe des radiosondages de convection peu profonde organisée en bandes des autres évènements. Ces méthodes permettent d'aboutir à une classe de temps composée de 224 radiosondages caractéristiques d'évènements de convection peu profonde organisée en bandes.

La classe de temps étant ainsi constituée, la partie III est dédiée à l'analyse des radiosondages extraits et des précipitations associées en termes de processus physiques.

Troisième Partie

**CARACTERISATION DE LA CONVECTION PEU PROFONDE
ORGANISEE EN BANDES ET PRECIPITATIONS ASSOCIEES**

Chapitre 7

Analyse des radiosondages associés à la convection peu profonde et facteurs discriminants

7.1.	<i>Analyse météorologique des radiosondages</i>	198
7.1.1.	Caractérisation des évènements de CPP	198
7.1.2.	Comparaison du radiosondage générique avec des radiosondages d'autres situations météorologiques	204
7.2.	<i>Apport des approches statistiques</i>	207
7.2.1.	Utilisation de l'ACP	207
7.2.2.	Interprétation de l'AFD	211
7.2.3.	Interprétation du RN	213

L'objet de ce chapitre est de déterminer les processus atmosphériques associés aux évènements de précipitations orographiques organisées en bandes de convection peu profonde (évènements de CPP). Notre étude s'appuie sur une analyse conjointe des radiosondages et l'interprétation des résultats de l'AFD et du RN. Nous définissons un « évènement de CPP » comme une période de 24h autour d'un radiosondage appartenant à notre classe de temps.

7.1. Analyse météorologique des radiosondages

L'analyse des radiosondages a deux objectifs. Le premier est de caractériser les événements de CPP grâce à l'élaboration d'un radiosondage générique et l'étude de la variabilité des radiosondages de la classe de temps autour de ce dernier. Le deuxième est de mieux comprendre pourquoi, parmi les radiosondages de flux de secteur sud, certains sont associés à de la CPP et d'autres non. Pour cela, nous comparons le radiosondage générique avec des radiosondages caractéristiques de convection profonde, avec des radiosondages dont les pluies associées ne répondent pas aux critères pluviométriques et avec un radiosondage caractéristique d'un jour non pluvieux.

7.1.1. Caractérisation des événements de CPP

Profils verticaux

Dans le chapitre précédent, nous avons validé notre classe de temps en forçant le modèle MesoNH avec le radiosondage générique des 224 événements de CPP. Nous analysons dans cette partie le radiosondage proprement dit. La figure 7-1 présente l'émagramme dont nous faisons ressortir les points suivants :

- une vitesse de vent importante : $13\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à 950hPa à $28\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à 400hPa. Cette vitesse augmente constamment avec l'altitude (lié à la diminution des forces de frottement) ;
- des basses couches très humides jusqu'à 850hPa. Les couches s'assèchent rapidement au dessus ;
- l'atmosphère est en instabilité conditionnelle jusque 650hPa (3500m).

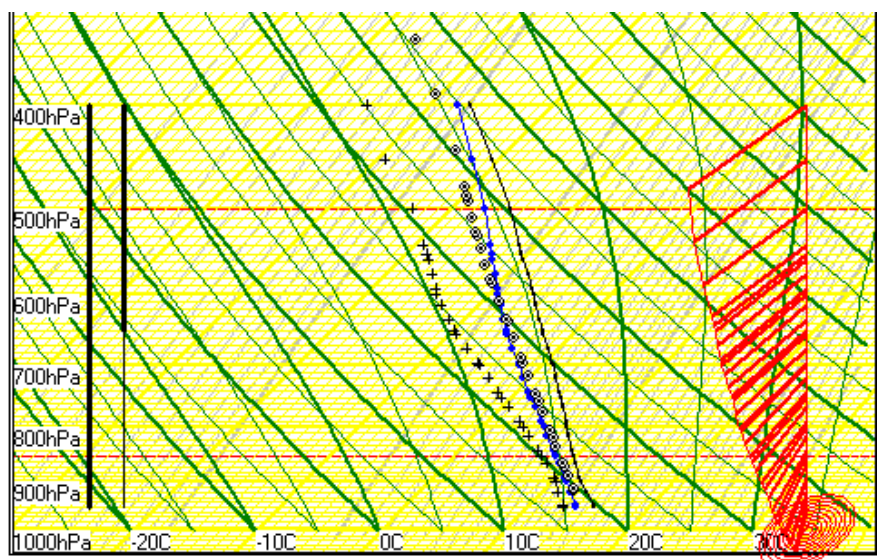


Figure 7-1 : Radiosondage générique composé à partir des 224 radiosondages composant la classe de temps d'évènements de CPP. La légende est la même que l'émagramme figure 2-1.

Afin de mieux mettre en évidence les profils verticaux de certaines variables, nous les traçons séparément sur la figure 7-2. Sur cette figure, nous représentons également la variabilité des radiosondages composant la classe de temps en représentant autour des profils verticaux moyens (radiosondage générique) les profils des quantiles 10% (q10%) et 90% (q90%) des variables à chaque niveau.

La vitesse du vent est en moyenne de secteur sud (autour de 180°) quelque soit l'altitude (Fig. 7-2a). La gamme de variabilité des radiosondages de CPP indique que la direction varie entre 150° et 200° . Le changement de direction du vent est faible entre chaque altitude, indiquant un cisaillement directionnel faible. Le gradient vertical de la vitesse du vent (Fig. 7-2b) est toujours positif. En moyenne, les vitesses sont supérieures à $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, le quantile 90% est supérieur à $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et le quantile 10% est supérieur à $7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. La vitesse augmente rapidement entre 950hPa et 850hPa, le cisaillement unidirectionnel est donc important dans les basses couches. La figure 7-2c présente le profil vertical de la température potentielle équivalente. Que ce soit pour le profil moyen ou les quantiles 10% et 90%, le gradient de température potentielle équivalente est négatif entre 950hPa et 650hPa (3500m) indiquant une instabilité conditionnelle de la masse d'air. Au-delà de cette altitude, l'air stable limite le développement de la convection. Finalement nous avons représenté sur la figure 7-2d le profil vertical de l'humidité relative. Les basses couches sont en moyenne très humides : jusqu'à 850hPa l'humidité relative est supérieure à 85%. Puis la décroissance est rapide. Le quantile 10% confirme cette évolution et indique que les événements de CPP ont toujours (dans 90% des cas) une humidité relative entre 950hPa et 850hPa supérieure à 70%. Le profil vertical du quantile 90% indique la possibilité pour les événements de CPP d'atteindre des valeurs proches de la saturation jusqu'à 750hPa (2500m). L'humidité relative diminue plus haut. Le confinement de l'humidité relative dans les basses couches explique en partie l'instabilité conditionnelle limitée aux 3 premiers kilomètres de l'atmosphère.

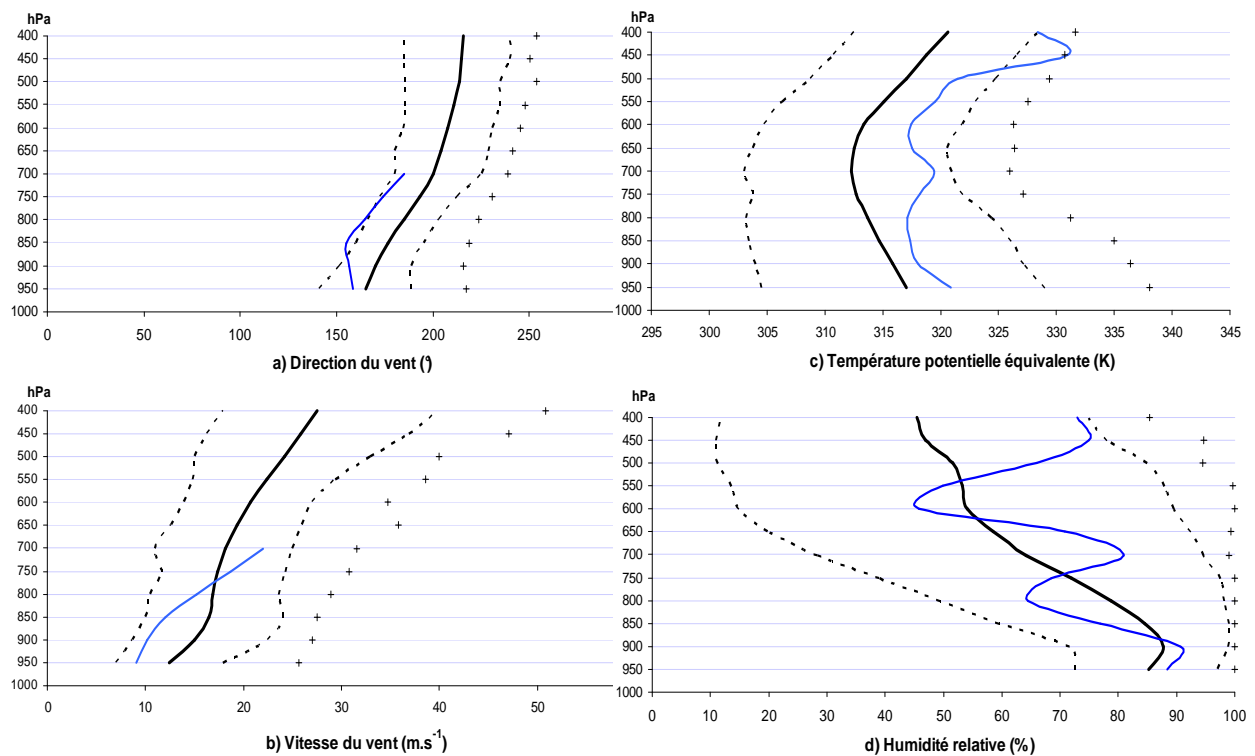


Figure 7-2 : Profils verticaux du radiosondage générique et variabilité de la classe de temps pour a) la direction du vent (N-°E), b) la vitesse du vent ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), c) la température potentielle équivalente (K) et d) l'humidité relative (%). La courbe noire représente le profil moyen, les courbes pointillées : les quantiles 10% et 90%. Le quantile 99% est représenté par des croix. La courbe bleue indique les profils du radiosondage du 5 octobre 1987 à 12h TU.

Mise à part pour la direction du vent, la largeur de la gamme de variabilité [q10%-q90%] est importante, en particulier pour le profil vertical de l'humidité relative (plus de 20% d'écart dans les basses couches). Pour la vitesse du vent, l'écart est d'environ $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ entre les deux quantiles. A titre indicatif, le radiosondage de l'évènement de CPP du 5 octobre 1987 à 12h TU est tracé sur la figure 7-2. Il présente des profils verticaux se positionnant bien dans la gamme de variabilité de ceux des évènements de CPP.

Ces résultats sont cohérents avec les caractéristiques des radiosondages observées lors des évènements de précipitations orographiques organisées en bande au Japon (Yoshizaki et al., 2000) et aux Etats-Unis (Kirshbaum and Durrant, 2005b). Durant l'évènement observé par Yoshizaki et al. (2000), la température potentielle équivalente présente un gradient positif à partir de 700hPa, l'atmosphère est saturée sur les 2 premiers kilomètres de l'atmosphère et sèche à partir de 700hPa. Entre 900hPa et 500hPa, la vitesse du vent varie entre $15\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et $25\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Finalement, le cisaillement unidirectionnel est fort sur les 3 premiers kilomètres. Aux Etats-Unis les observations sont semblables. Kirshbaum and Durrant (2005b) ont observé deux cas de précipitations orographiques organisées en bandes où le gradient de température potentielle équivalente est décroissant jusqu'à 3,5km. L'humidité

relative est de 90% jusqu'à 2,5km puis diminue brutalement. La vitesse du vent augmente avec l'altitude, variant de $7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ au sol à $25\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à 6km.

Intéressons nous désormais à quelques indicateurs globaux calculés sur les radiosondages.

Indicateurs globaux

Pour analyser la variabilité des indicateurs globaux des radiosondages de la classe de temps, nous représentons les résultats à l'aide de boxplot (boîtes à moustache). Cette représentation permet de tracer sur le même graphique la moyenne, la médiane, le premier et le troisième quartile (q25% et q75%), le minimum et le maximum de la distribution, comme présentés sur la figure 7-3. Si la distribution des valeurs suit une loi normale, l'intervalle $[q25\% - 1,5 \cdot (q75\% - q25\%) ; q75\% + 1,5 \cdot (q75\% - q25\%)]$ regroupe 99% des radiosondages. Si le maximum et le minimum sont respectivement au dessus ou en dessous de cet intervalle, cela indique la présence d'*outliers* dans la distribution, c'est-à-dire des valeurs atypiques.

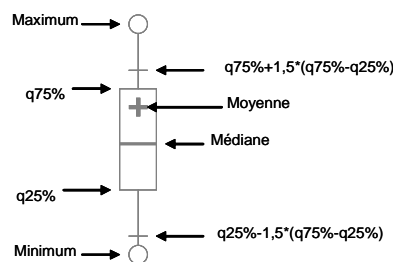


Figure 7-3 : Boîte à moustache et paramètres de la distribution représentés

La définition et les équations permettant de calculer les indicateurs globaux ont été données au chapitre 2. Lorsque rien n'est précisé, ces indicateurs sont calculés sur l'ensemble du radiosondage, c'est-à-dire entre 950hPa et 400hPa. Les résultats sont présentés figure 7-4. Les flèches bleues indiquent les valeurs obtenues à partir du radiosondage du 5 octobre 1987 à 12h TU. Ces valeurs se situent généralement dans l'intervalle $[q25\% - q75\%]$ des valeurs de l'ensemble des radiosondages. Pour tous les indicateurs, la moyenne est généralement confondue avec la médiane, indiquant une distribution homogène des plus fortes et des plus faibles valeurs (excepté pour la CAPE et la CIN).

- *Variables dynamiques* : La vitesse moyenne du vent sur l'ensemble du radiosondage est élevée : $23\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ pour la moyenne. 50% des radiosondages ont une vitesse moyenne comprise entre $20\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et $26\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, ce qui peut être considéré comme une variabilité faible. Mais sur l'ensemble des radiosondages, les valeurs varient fortement : de $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ à $37\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (un outlier). La variabilité intra classe du cisaillement directionnel n'est pas très élevée. Le cisaillement unidirectionnel calculé entre 1500m et 3000m est quant à lui peu variable (malgré 6 outliers).

- *Humidité* : Les indicateurs globaux utilisés pour caractériser l'humidité d'un radiosondage sont le flux d'humidité, le flux d'humidité potentialisé, l'eau précipitable et l'eau précipitable potentialisée. Si le flux d'humidité et le flux d'humidité potentialisé sont calculés sur l'ensemble du radiosondage, leur variabilité est importante : respectivement entre $0,1\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ et $0,75\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ et entre $0,07$ et $0,7\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ pour le flux d'humidité potentialisé). Par contre si ces flux sont calculés par couche (entre 0-1000m ou entre 1000-3000m) leur variabilité est beaucoup plus faible. Les radiosondages sont donc relativement homogènes en ce qui concerne l'humidité dans les basses couches ; la variabilité du flux total étant liée à la variabilité du flux sur les couches supérieures à 3000m. La quantité d'eau précipitable est également très fluctuante d'un radiosondage à l'autre.
- *Indicateurs de stabilité et énergie convective* : La variabilité intra-classe du gradient de température potentielle équivalente est plus importante dans les basses couches qu'au dessus de 2000m. L'énergie disponible à la convection est faible (CAPE moyenne de $200\text{J}.\text{kg}^{-1}$ et médiane de $46\text{J}.\text{kg}^{-1}$). La distribution des valeurs de CAPE est très hétérogène : il y a beaucoup de faibles valeurs ($q_{75\%}=233\text{J}.\text{kg}^{-1}$) mais quelques radiosondages ont des valeurs particulièrement importantes (le maximum atteint est de $3000\text{J}.\text{kg}^{-1}$; 23 radiosondages ont des valeurs supérieures à $550\text{J}.\text{kg}^{-1}$). L'énergie nécessaire au déclenchement de la convection est faible également (CIN moyenne de $-49\text{J}.\text{kg}^{-1}$). Quelques radiosondages ont des valeurs de CIN importantes ($<-150\text{J}.\text{kg}^{-1}$).

En conclusion, le radiosondage générique (moyen) possède les mêmes caractéristiques thermodynamiques que les événements de CPP déjà observés sur les Cévennes ou dans d'autres régions du monde. Nous avons montré au chapitre 6, à partir de simulations avec MesoNH, que ce radiosondage est effectivement caractéristique de précipitations orographiques organisées en bandes. Cependant, la variabilité intra-classe est grande : les indicateurs dynamiques, d'humidité ou de potentiel convectif fluctuent de manière importante autour du radiosondage moyen. Ce ne sont donc pas des variables ou des indicateurs considérés indépendamment les uns des autres qui permettent d'expliquer le développement de la convection peu profonde sur le relief et son organisation en bandes. L'ensemble des variables doit être considéré.

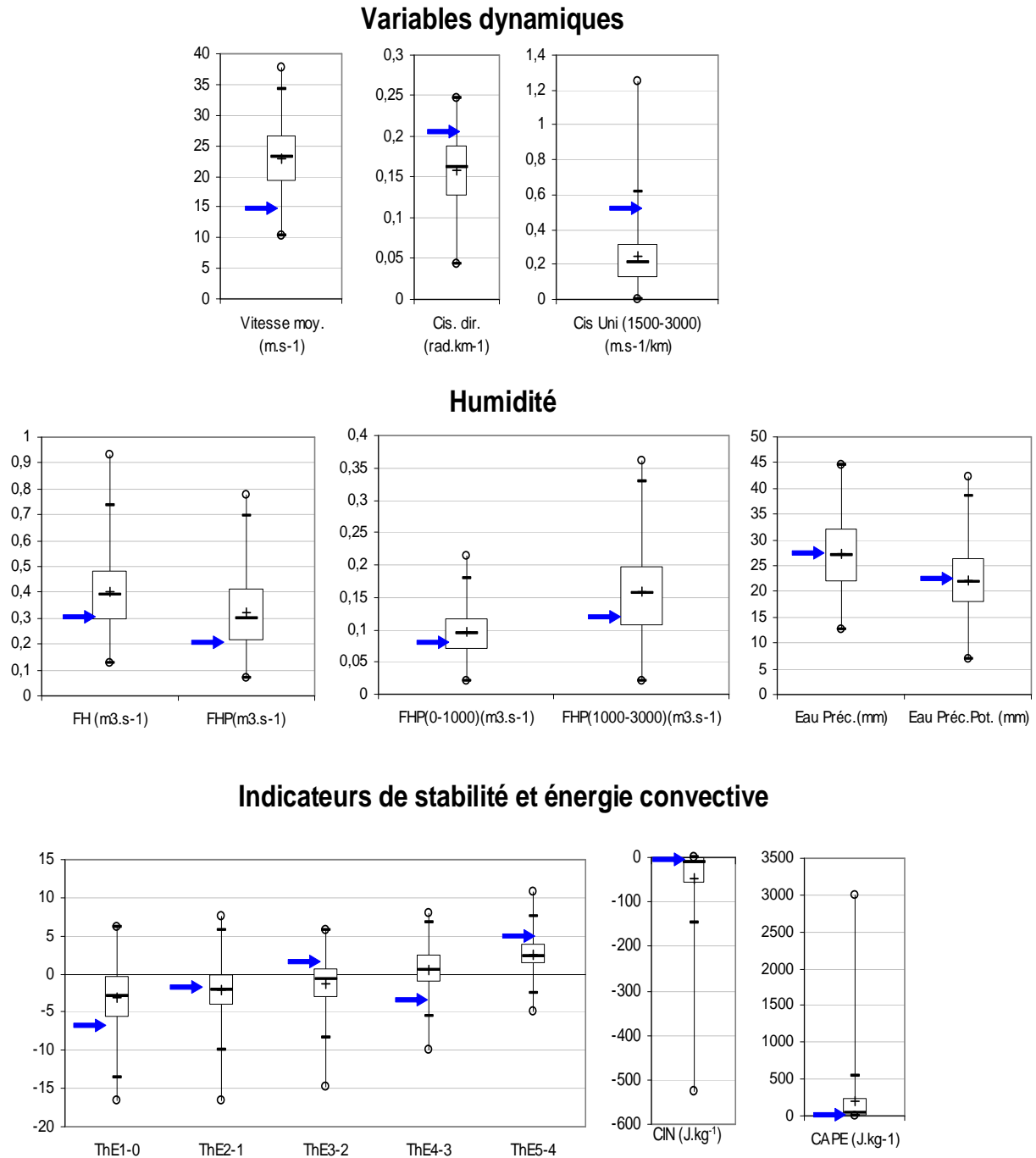


Figure 7-4 : Représentation de la variabilité de la distribution des radiosondages d'évènements de CPP pour quelques indicateurs globaux : la vitesse moyenne calculée sur l'ensemble du radiosondage (Vitesse moy), le cisaillement directionnel (Cis.dir), le cisaillement unidirectionnel (Cis uni), le flux d'humidité dans la direction sud-nord (FH), le flux d'humidité potentialisé (FHP) dans la direction sud-nord, ces mêmes flux mais restreint à la couche 0-1000m et 1000-3000m, l'eau précipitable, l'eau précipitable potentialisée, les gradients de température potentielle équivalente par couche de 1000m (ThE1-0, ThE2-1, ThE3-2, ThE4-3, ThE5-4), la CIN et la CAPE. Les flèches bleues représentent les valeurs issues du radiosondage du 5 octobre 1987 à 12h TU.

7.1.2. Comparaison du radiosondage générique avec des radiosondages d'autres situations météorologiques

Trois autres types de situations météorologiques sont choisis :

- des situations de convection profonde : le 3 octobre 1995 à 12h TU, le 13 octobre 1995 à 12h TU et le 9 septembre 2002 à 00h TU. Ces radiosondages sont les plus proches des heures pendant lesquelles la convection se développe (Ducrocq et al., 2002 ; Delrieu et al., 2005) (Fig. 7-5) ;
- une situation de temps sec : le 23 octobre 1989 à 12h TU (Fig. 7-5) ;
- des situations pluvieuses où les critères dynamiques sont validés mais pas les critères pluviométriques : le 21 avril 1993 à 00h TU et le 25 février 1996 à 12h TU (Fig. 7-5).

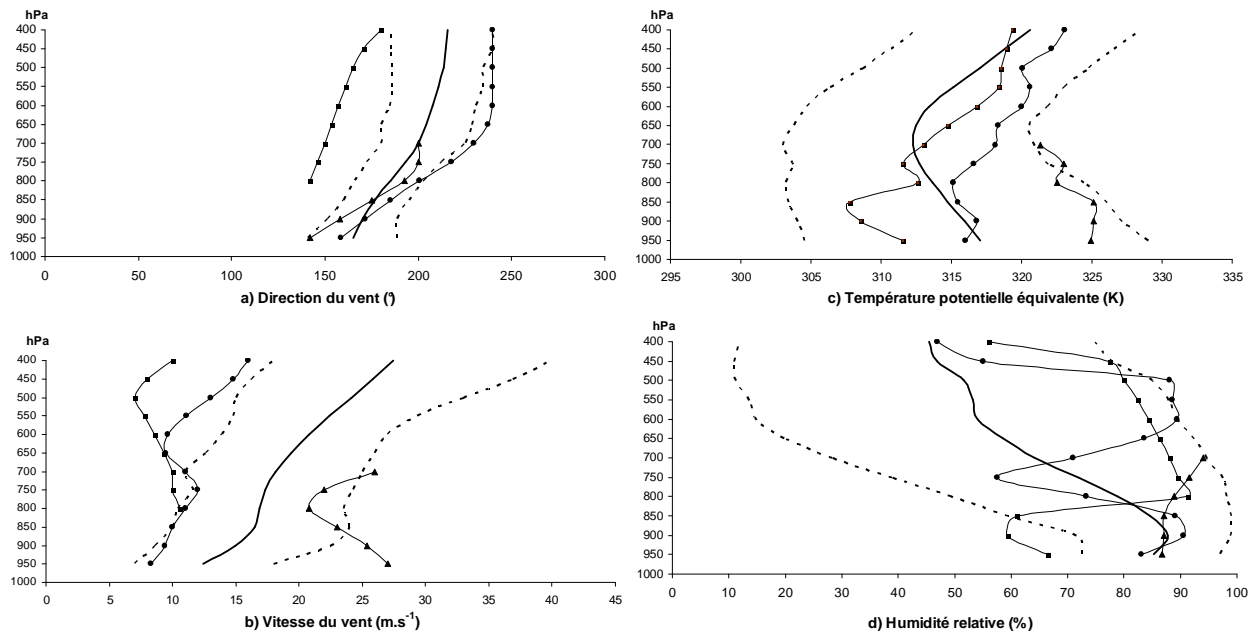


Figure 7-5 : Profils verticaux a) de la direction du vent, b) de la vitesse du vent, c) de la température potentielle équivalente et d) de l'humidité relative pour le radiosondage générique (noir) et les quantiles 10% et 90% (pointillés) et pour des radiosondages d'évènements de convection profonde : ronds : le 3 octobre 1995 à 12 h TU, carrés pleins : le 13 octobre 1995 à 12h TU et triangles : le 9 septembre 2002 à 00h TU.

Figure 7-5a, deux des trois évènements de convection profonde ont un profil de direction du vent soit inférieur au quantile 10% du profil des évènements de CPP soit un profil proche voire supérieur au quantile q90% du profil des évènements de CPP. Pour l'évènement du 9 septembre 2002, le profil de la direction du vent est dans la gamme de variabilité des profils d'évènements de CPP. Cependant, le cisaillement directionnel est plus important. Figure 7-5b, les profils de vitesse du vent des évènements de convection profonde sont également proches des profils des quantiles 10% ou 90%. Pour les évènements d'octobre 1995, la variation de vitesse du vent avec l'altitude est également moins prononcée que pour le radiosondage générique : le cisaillement unidirectionnel est plus faible. En septembre 2002, le cisaillement unidirectionnel est important mais la vitesse diminue avec

l'altitude. Les profils de température potentielle équivalente mettent tous en évidence une atmosphère plutôt stable (3 octobre 1995), légèrement instable (jusqu'à 850hPa pour le 13 octobre 1995) et instable jusqu'à 700hPa pour le 9 septembre 2002 (données limitées à ce niveau). L'interprétation de ces profils en termes de stabilité avec des radiosondages n'est pas appropriée pour la convection profonde. Finalement les profils d'humidité relative mettent en évidence une atmosphère plus humide sur une épaisseur plus grande dans les cas de convection profonde.

Figure 7-6, les profils de direction du vent des radiosondages des situations ne validant pas les critères pluviométriques sont dans la gamme de variabilité des événements de convection peu profonde. Cela était attendu, ces radiosondages répondant aux critères dynamiques. Les vitesses du vent sont plus faibles (au niveau du quantile 10%), ainsi que le cisaillement unidirectionnel (Fig. 7-6b). Pour le 25 février 1996, le profil de vitesse de vent est dans la gamme de variabilité jusqu'à 850hPa, mais la vitesse diminue avec l'altitude. Le radiosondage de la situation de temps sec est plutôt stable (Fig. 7-6c). Pour le 25 février 1996 et le 21 avril 1993, la couche en instabilité conditionnelle est de faible épaisseur comparée au radiosondage générique (respectivement limitée à 800hPa et 900hPa). Finalement, pour l'événement non pluvieux et le 21 avril 1993, l'humidité relative (Fig. 7-6d) est inférieure ou légèrement supérieure au quantile 10% ; pour le 25 février 1996, l'humidité relative des basses couches (jusqu'à 750hPa) est dans la gamme de variabilité mais diminue brutalement au-delà de ce niveau.

En conclusion, il existe des différences entre les profils verticaux d'événements de convection profonde ou ne répondant pas aux critères pluviométriques et le radiosondage générique caractéristique d'événements de CPP. Les vitesses de vent sont plus élevées à toutes les altitudes pour les événements de CPP que pour les autres événements. Les événements de convection profonde présentés sont caractérisés par une humidité relative plus élevée sur une épaisseur plus importante.

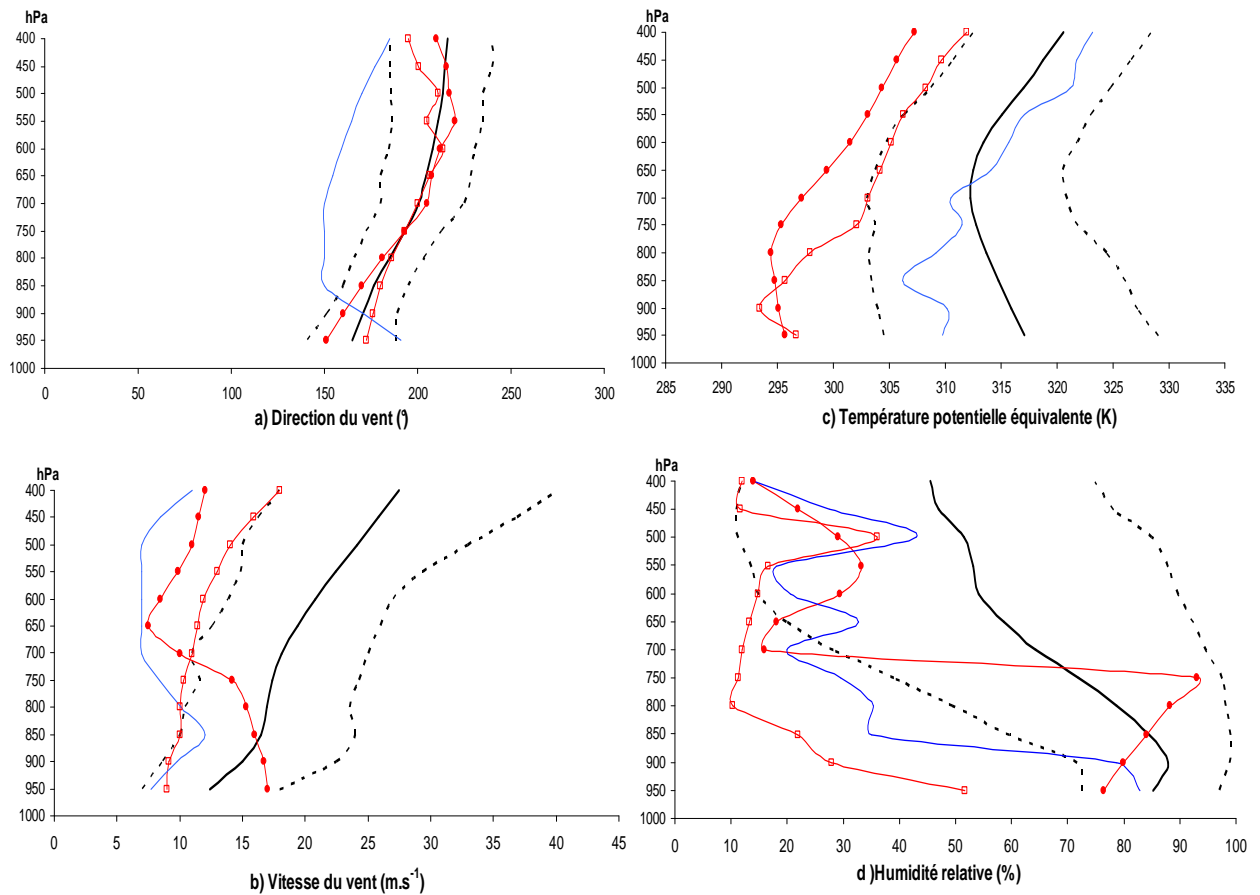


Figure 7-6 : Profils verticaux a) de la direction du vent, b) de la vitesse du vent, c) de la température potentielle équivalente et d) de l'humidité relative pour le radiosondage générique (noir) et les quantiles 10% et 90% (pointillés) et pour des radiosondages d'un évènement non pluvieux (en bleu) et d'évènements répondant aux critères dynamiques mais pas aux critères pluviométriques : carrés vides : le 21 avril 1993 à 00h TU, ronds : le 25 février 1996 à 12h TU.

Les valeurs des indicateurs globaux pour ces différents radiosondages sont données dans le tableau 7-1. Le cisaillement directionnel est le plus faible pour le radiosondage générique. Par contre pour les autres indicateurs, il est difficile de conclure sur une relation d'ordre pour les valeurs des évènements de CPP et des autres évènements. Les valeurs du radiosondage du 3 octobre 1995 sont dans la gamme de variabilité des valeurs des évènements de CPP. Par contre pour les autres évènements, il y a toujours un indicateur au moins qui n'est pas dans la gamme de variabilité.

	CPP	Convection profonde			Temps sec	Critères dynamiques validés	
	RS générique (moyen)	03-oct-95	13-oct-95	09-sept-02	23-oct-89	Critères pluviométriques non validés	
						21-avr-93	25-févr-96
Vitesse Moy	23 (16-29)	14	9	24	11	14	12
Cis dir	0,16 (0,09-0,21)	0,18	0,42	0,39	0,2	0,16	0,22
Cis uni(1500-3000)	0,24 (0,07-0,46)	0,18	0,11	0,41	0,32	0,07	0,51
FH	0,4 (0,23-0,61)	0,27	0,12	0,64	0,15	0,07	0,17
FHP	0,32 (0,16-0,52)	0,22	0,11	0,67	0,09	0,02	0,13
FHP(0-1000)	0,1 (0,05-0,15)	0,07		0,2	0,05	0,02	0,05
FHP(1000-3000)	0,16 (0,07-0,25)	0,11	0,05	0,35	0,03	0,004	0,08
Eau Préc	27,4 (18,2-36,8)	32,2	26,6	31,2	19,1	7,5	12,5
Eau Préc Pot	22,2 (13,5-31,9)	26,3	20,5	27,8	11,4	3	9,4
CAPE	200 (0-586)	0	0		0	0	4
CIN	-49 (0-(-153))	-215	0		0	0	-12

Tableau 7-1: Indicateurs globaux pour le radiosondage générique (moyenne, q10% et q90%), les trois radiosondages de convection profonde (3 oct 95, 13 oct 95 et 9 sept 02) et pour les radiosondages ne répondant pas aux critères pluviométriques (21 avril 93 et 25 fév 96).

7.2. Apport des approches statistiques

Dans cette section, nous cherchons à comparer les radiosondages constituant les deux groupes, sans passer par une réduction de leurs caractéristiques utilisant un simple calcul de moyenne. Les radiosondages étant définis par un ensemble de variables corrélées, l'ACP est utilisée pour réduire l'information. Elle utilise chaque radiosondage individuellement. Cela a donc un sens de considérer les radiosondages du groupe 1 et du groupe 2 et de s'intéresser à leurs positions relatives dans les plans de l'ACP.

Nous interprétons ensuite les résultats de la recherche des variables discriminantes avec l'AFD (chapitre 6) en mettant en évidence les corrélations entre les variables et l'axe discriminant. Pour le RN, il s'agira d'analyser les poids des connexions entre les variables d'entrée et les neurones de sortie.

7.2.1. Utilisation de l'ACP

L'ACP est utilisée pour mettre en évidence la variabilité des radiosondages autour du radiosondage moyen.

Variabilité des radiosondages

Dans un premier temps nous cherchons à étudier la variabilité des radiosondages à l'intérieur de la classe de temps d'événements de CPP. Nous réalisons une ACP sur les 224 radiosondages caractérisés par les variables de base ZTUV_p (48 variables). Pour représenter le maximum de variabilité, le critère de Kaiser nous conduirait à retenir 7 axes. Cependant, par souci de représentation graphique, nous présentons uniquement les 3 premiers plans factoriels. Ces trois axes représentent 70,5% de la variance totale des données initiales. Sur la figure 7-7, nous représentons schématiquement ces 3 axes

avec le pourcentage de variance expliquée par chaque axe ainsi que les variables les plus corrélées (positivement ou négativement) avec ces axes.

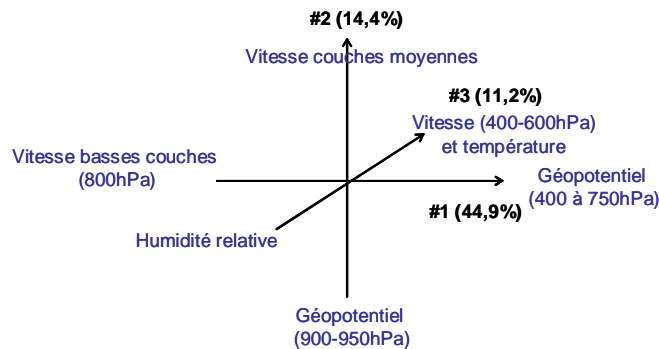


Figure 7-7 : Représentation schématique des 3 premiers axes factoriels de l'ACP sur les 224 radiosondages de la classe de temps caractérisés par les variables de base ZTUV_p.

La figure 7-8 présente les résultats de cette ACP : les radiosondages sont répartis de manière homogène sur les trois axes autour du radiosondage moyen (fictif, coordonnées 0-0 dans tous les plans) : la variabilité est du même ordre de grandeur quelques soient les variables considérées (géopotential, température, humidité relative ou vitesse du vent). Une ACP (non présentée) réalisée sur les 16 variables discriminantes identifiées au chapitre 6 montre que les variables responsables de la plus grande variabilité entre les radiosondages sont : les flux d'humidité potentialisés (entre 0-1000m et 1000-3000m), la vitesse moyenne du vent, les gradients de température potentielle équivalente entre 0-1000m et 3000-4000m (variables fortement corrélées à deux axes parmi les 3 premiers).

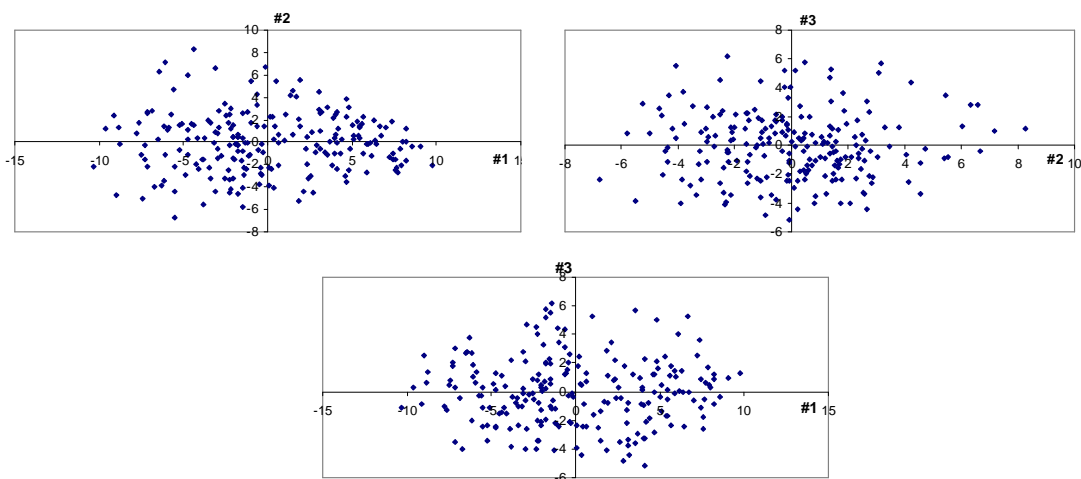


Figure 7-8 : Représentation des 224 radiosondages du groupe 1 sur les trois premiers plans factoriels de l'ACP où les 224 radiosondages sont caractérisés par les variables de base ZTUV_p.

Comparaison des deux groupes

Figure 7-9, nous avons placé dans une ACP sur les variables de bases réalisée avec l'ensemble des radiosondages (les 21944), les radiosondages des événements de CPP. Les trois axes factoriels représentent 75% de la variance cumulée. Sur cette figure, nous notons que pour les trois axes, notre classe de temps est bien regroupée. Les radiosondages caractéristiques des événements de CPP sont situés à l'extrémité du nuage de points sur l'axe 2 : ce sont donc des radiosondages ayant les vitesses les plus importantes. Il n'y a pas de répartition particulière sur l'axe 1 : les géopotentiels entre 700hPa et 400hPa des radiosondages de CPP ne diffèrent pas de ceux observés dans l'archive météorologique. Finalement sur l'axe 3, les radiosondages de CPP sont localisés dans les coordonnées négatives : ce sont donc des radiosondages généralement plus humides que les autres. Cette ACP n'apporte pas d'informations supplémentaires sur les caractéristiques des événements de CPP. Cependant, elle illustre la capacité d'une telle méthode à mettre en évidence, au moins visuellement, des différences entre radiosondages préalablement étiquetés.

Nous nous intéressons ensuite à l'ACP réalisée sur les variables $ZTUV_p$ pour les 880 radiosondages répondant aux critères dynamiques. Nous positionnons les radiosondages de CPP. Le résultat est présenté sur la figure 7-10. Les trois premiers axes expriment 72% de la variabilité. Nous observons que l'ACP ne permet pas de mettre en évidence deux groupes de radiosondages.

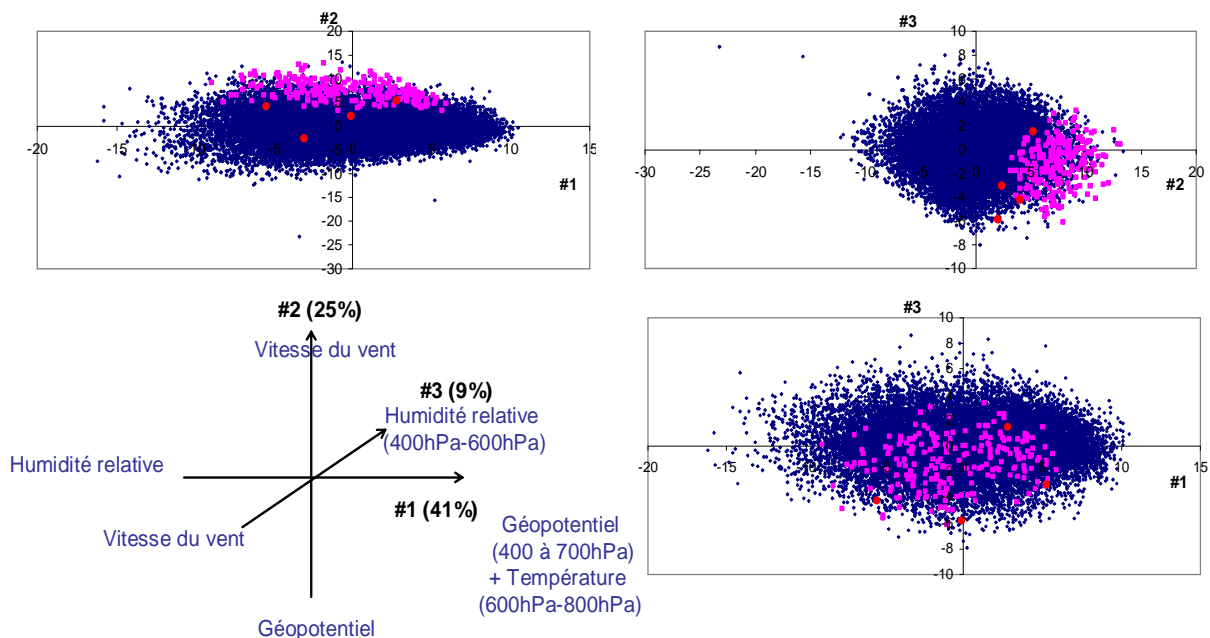


Figure 7-9 : ACP réalisée sur les variables de base $ZTUV_p$ à partir des 21944 radiosondages (en bleu). Les radiosondages du groupe 1 sont représentés en carrés violets, les points rouges représentent un radiosondage de convection profonde (le 3 octobre 1995 à 12h TU), le radiosondage du 21 avril 1993 à 00h TU, du 25 février 1996 à 12h TU et du 23 octobre 1989 à 12h TU.

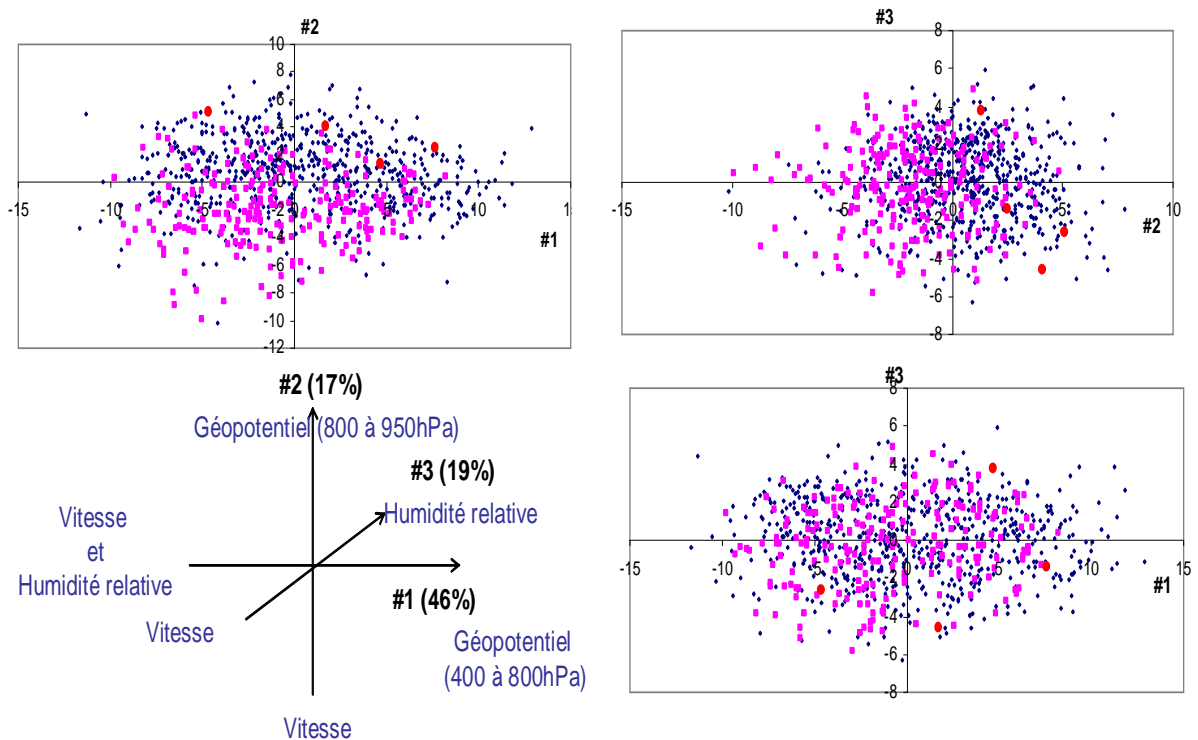


Figure 7-10 : Représentation de l'ACP sur les 880 radiosondages (en bleus) et les variables de base. En violet sont représentés les radiosondages de CPP, en rouge les radiosondages de comparaison du 7.1.2.

Une ACP à partir des 880 radiosondages caractérisés par les 16 variables discriminantes montre que ces variables distinguent effectivement les radiosondages de CPP des autres radiosondages (Fig. 7-11). Les trois premiers axes expriment 61% de la variance. Les résultats de l'ACP montrent donc que les évènements de CPP se distinguent des autres évènements par leurs flux d'humidité potentialisés dans les basses couches (<3000m). Il ne semble pas avoir de distinction entre les deux groupes sur les axes 1 et 3.

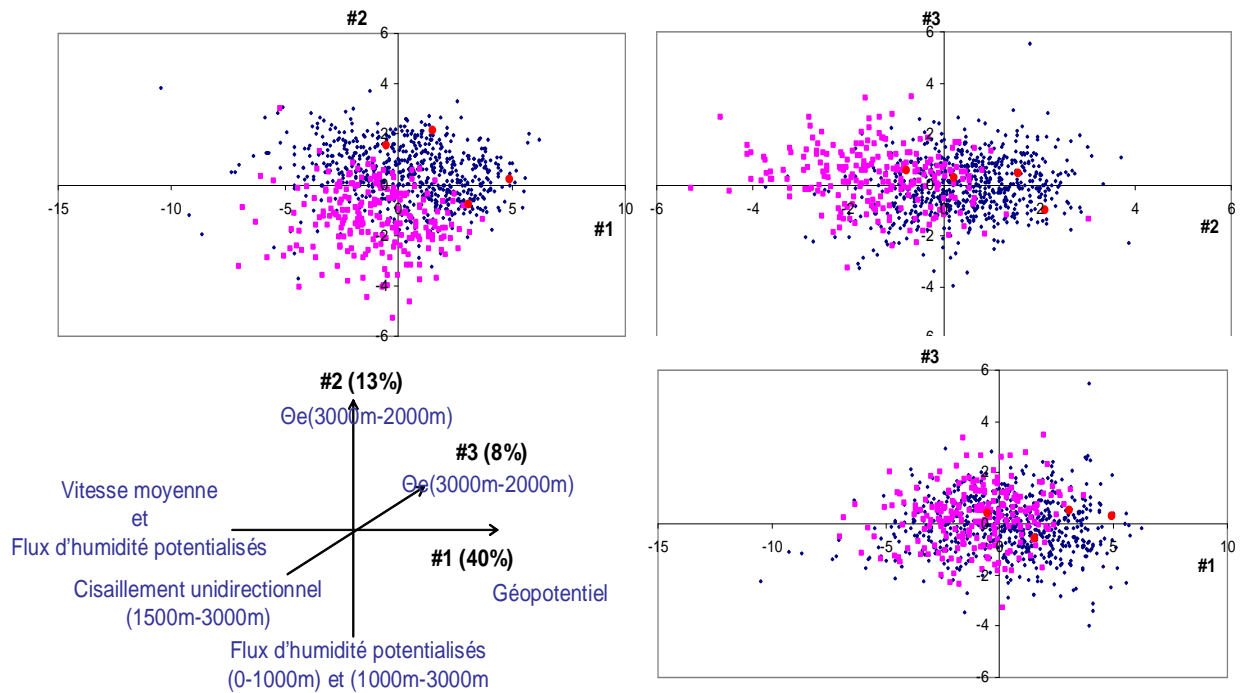


Figure 7-11 : Même légende que la figure 7-10, mais ACP sur les 880 radiosondages caractérisés par les 16 variables discriminantes.

7.2.2. Interprétation de l'AFD

Tout comme pour l'ACP, l'interprétation de l'AFD se fait en analysant les corrélations entre les variables initiales et l'axe discriminant. Le fichier de données est le fichier utilisé en entrée de l'AFD lors de la phase de prédiction, c'est-à-dire les 174 radiosondages (91 du groupe 1 et 83 du groupe 2) caractérisés par les 16 variables discriminantes. Le tableau 7-2 donne le détail des corrélations variables/facteurs. Plus la valeur absolue du coefficient de corrélation est grande, plus la variable contribue à la formation de l'axe. Ainsi, les variables les plus discriminantes parmi les 16 sont : le flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m (FHP0-1), la vitesse moyenne du vent, le flux d'humidité potentialisé entre 1000-3000m (FHP1-3) pour les corrélations partielles négatives, et les gradients de température potentielle équivalente entre 2000-3000m et 1000-2000m ($\theta_{e_{3,2}}$ et $\theta_{e_{2,1}}$) et le cisaillement directionnel (Cis.dir) pour les corrélations partielles positives.

f#1	Coef Corrélation
FHP0-1	-0,78
Vitesse moy	-0,55
FHP1-3	-0,53
θ_{e5-4}	-0,15
Cis.uni (1500-3000m)	-0,08
θ_{e1-0}	0,14
θ_{e4-3}	0,18
Z 950hPa	0,21
Z 700hPa	0,21
Z 750hPa	0,24
Z 800hPa	0,27
Z 900hPa	0,27
Z 850hPa	0,32
Cis.dir.	0,36
θ_{e2-1}	0,45
θ_{e3-2}	0,59

Tableau 7-2 : Coefficients de corrélation entre les 16 variables discriminantes et l'axe factoriel.

Pour mettre en évidence le lien entre deux groupes de radiosondages, nous représentons sur la figure 7-12 le résultat de l'AFD sous lequel nous plaçons les variables initiales en fonction de leur poids (corrélation) sur l'axe.

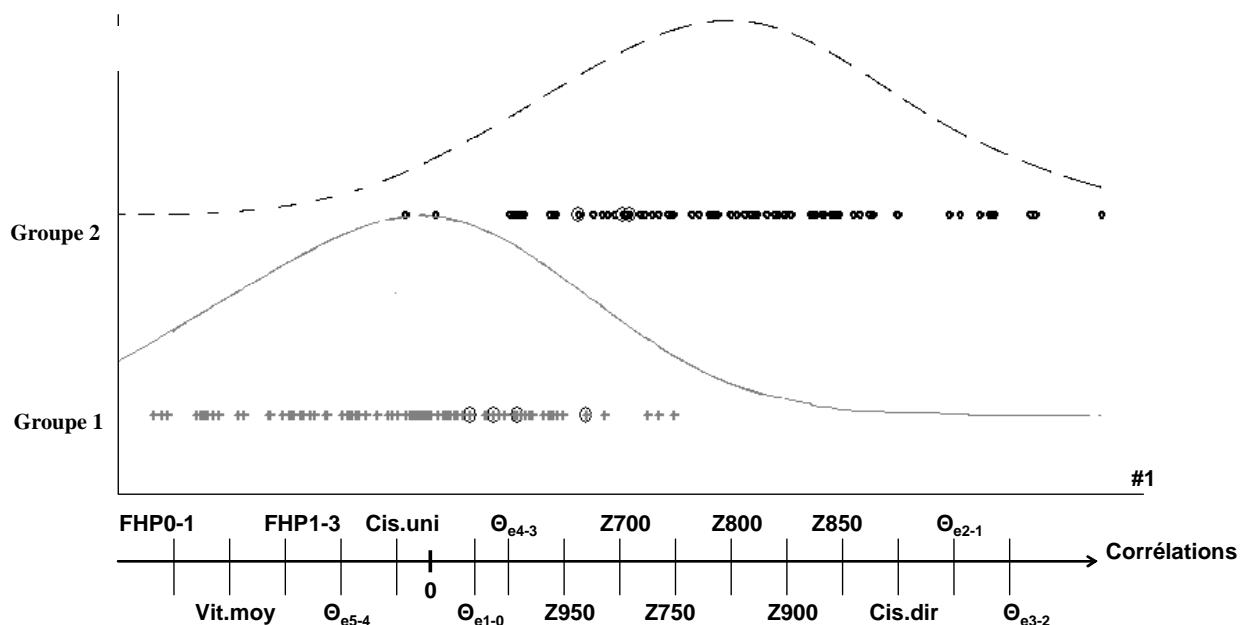


Figure 7-12 : En haut : répartition des radiosondages des deux groupes sur l'axe discriminant : croix grises les radiosondages du groupe 1, ronds noirs, les radiosondages du groupe 2. Les lignes représentent les gaussiennes évoquées au chapitre 6. En bas : position relative des différentes variables en fonction de leur coefficient de corrélation avec l'axe discriminant.

Les radiosondages du groupe 1 ont les coordonnées les plus faibles sur l'axe 1, nous concluons donc que les événements de CPP sont caractérisés par des radiosondages ayant un flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m plus important que les autres radiosondages. En effet, si le flux d'humidité

potentialisé augmente, la coordonnée sur l'axe 1 va diminuer car la valeur du flux d'humidité est multipliée par un poids (la corrélation) négatif. Ainsi en étudiant la corrélation des variables et la position des radiosondages du groupe 1 par rapport aux radiosondages du groupe 2, l'AFD nous indique que les événements de CPP sont caractérisés par : un flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m, une vitesse moyenne du vent et un flux d'humidité potentialisé entre 1000-3000m importants et par un cisaillement directionnel et un gradient de température potentielle entre 1000m-2000m et 2000-3000m faibles. La corrélation de l'axe avec le cisaillement unidirectionnel est faible (en valeur absolue) mais négative, signifiant que les événements de CPP sont caractérisés par un cisaillement unidirectionnel légèrement plus grand que les autres événements. Ces résultats sont cohérents avec les études de sensibilité réalisées par Kirshbaum and Durran (2005a) et Yates (2006).

Une analyse des radiosondages suspects, définis au chapitre 6, montre que les radiosondages suspects du groupe 1 ont une moyenne statistiquement différente des radiosondages du groupe 1 utilisés en calage pour : le cisaillement directionnel (plus fort pour les individus suspects), un flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m et 1000-3000m (plus faible), le gradient de température potentielle équivalente entre 2000-3000m et 3000-4000m (plus grand) et le gradient de température potentielle équivalente entre 4000-5000m (plus faible). En ce qui concerne les radiosondages du groupe 2, les différences de moyenne entre les radiosondages suspects et ceux utilisés pour le calage sont statistiquement significatives pour : la vitesse moyenne du vent (plus forte pour les suspects), les flux d'humidité potentialisés dans les deux couches (plus forts), le gradient de température potentielle équivalente entre 1000-2000m et 2000-3000m (plus faibles). Ces résultats expliquent pourquoi ces individus ont été systématiquement mal classés.

7.2.3. Interprétation du RN

Nous avons testé une méthode d'élague des poids des connexions (présentée en annexe 5) pour identifier l'existence de variables plus explicatives que d'autres. Cette méthode repose sur un seuil qui conduit à des résultats différents si nous le faisons varier. En conclusion, cette méthode ne permet pas d'interpréter, dans notre cas, les résultats du réseau de neurones.

Chapitre 8

Structure du champ de pluie et variabilité associée. Sensibilité aux principaux facteurs atmosphériques

8.1	<i>Sélection des radiosondages simulés</i>	216
8.2	<i>Structure des champs de pluies simulés</i>	218
8.2.1.	Distribution des précipitations dans l'espace	218
8.2.2.	Distribution des cellules de pluies dans l'espace.....	227
8.2.3.	Dynamique de la pluie à l'intérieur des bandes.....	231
8.3	<i>Analyse de processus</i>	231
8.3.1.	Action de la topographie	231
8.3.2.	Lien avec les radiosondages	235
8.4	<i>Etude de sensibilité</i>	237
8.4.1.	Description des simulations	237
8.4.2.	Résultats	238
8.5	<i>Conclusions</i>	244

Dans ce chapitre, nous étudions les précipitations associées à la classe de temps d'évènements de CPP. Cette étude s'appuie sur les résultats des simulations effectuées avec MesoNH, où le modèle atmosphérique est forcé par quelques radiosondages. La structure du champ de pluie est alors accessible et nous pouvons également analyser les processus atmosphériques associés. La configuration des simulations utilisées est celle présentée au chapitre 3.

Ces simulations ont deux objectifs principaux : i) étudier la variabilité pluviométrique intra classe afin de caractériser de manière générale les précipitations orographiques organisées en bandes ; ii) approcher les processus à l'origine de l'organisation en bandes de ces précipitations.

Une remarque importante : ces simulations n'ont pas pour but de reproduire les précipitations observées. L'objectif est de voir si le radiosondage contient les informations nécessaires expliquant le déclenchement de précipitations sur le relief, associées à de la convection peu profonde et organisées en bandes. Ces simulations ne pourront donc pas être validées avec les pluies observées car nous ne disposons pas de toutes les données pluviométriques. D'autre part, ces simulations ne sont pas initialisées avec un forçage synoptique. Or l'utilisation d'un tel forçage et d'une initialisation fine est nécessaire pour simuler un champ de pluie observé (Ducrocq et al., 2002).

8.1 Sélection des radiosondages simulés

Les temps de calcul et d'analyse liés à une simulation sont importants, il n'est donc pas possible de simuler l'ensemble des 224 radiosondages de notre classe de temps. Il a donc fallu choisir des radiosondages représentatifs de cette classe de temps et sur lequel porter notre attention. Nous avons choisi de simuler des radiosondages parmi les 121 radiosondages extraits au chapitre 5. La démarche pour choisir ces radiosondages a été rapidement évoquée au chapitre 5, nous la précisons ici.

Nous avons cherché les radiosondages les moins « bruités », c'est-à-dire les radiosondages les mieux reconstituables après réduction de l'espace des données les caractérisants par une analyse en composantes principales (ACP). Les variables caractéristiques des radiosondages considérées sont le géopotential, la température, l'humidité relative et la vitesse du vent tous les 50hPa entre 950hPa et 400hPa. Nous avons donc réalisé une ACP sur les 121 radiosondages à partir de ces variables. Les trois premiers axes factoriels expriment 71% de la variance totale du nuage de points. Nous considérons ensuite tous les radiosondages qui sont bien reconstitués par un des trois premiers axes ou grâce aux trois premiers axes. Concrètement, nous recherchons les radiosondages dont le rapport de la distance euclidienne de l'origine du repère de l'ACP à la position du radiosondage dans cet espace (calculée en ne considérant qu'un axe ou les trois premiers ensemble), par cette même distance calculée dans l'espace factoriel complet, est de 0.75 si nous utilisons uniquement le facteur 1 ou l'ensemble des trois axes et 0.45 si nous utilisons uniquement le facteur 2 ou le facteur 3. Vingt-deux radiosondages répondent à cette sélection, ils sont listés dans le tableau 8-1. Nous les avons positionnés dans les plans de l'ACP réalisée sur les 224 radiosondages à partir des variables de base (Fig. 8-1). Ils serviront d'entrée au modèle MesoNH.

Liste des radiosondages simulés				
29 Août 1976 à 00UTC	25 Avril 1993 à 12UTC	12 Septembre 1994 à 12UTC	25 Septembre 1999 à 12UTC	17 Août 2003 à 12UTC
6 Octobre 1977 à 12UTC	27 Mai 1993 à 12UTC	13 Novembre 1996 à 00UTC	9 Décembre 1999 à 12UTC	19 Août 2003 à 12UTC
21 Octobre 1977 à 12UTC	6 Octobre 1993 à 12UTC	4 Mars 1999 à 12UTC	20 Octobre 2001 à 12UTC	
21 Septembre 1980 à 00UTC	6 Janvier 1994 à 12UTC	14 Avril 1999 à 12UTC	28 Août 2003 à 12UTC	
21 Septembre 1980 à 12UTC	12 Mai 1994 à 12UTC	16 Août 1999 à 12UTC	10 Août 2003 à 12UTC	

Tableau 8-1: Liste des radiosondages simulés parmi les 121 ; en rouge ceux n'apparaissant pas dans la classe de temps finale des 224.

Parmi ces 22 radiosondages, 5 (en rouge dans le tableau 8-1) sont considérés par les méthodes statistiques comme des radiosondages suspects (chapitre 6) et reclassés en phase prédiction dans le groupe 2 (autres évènements pluvieux).

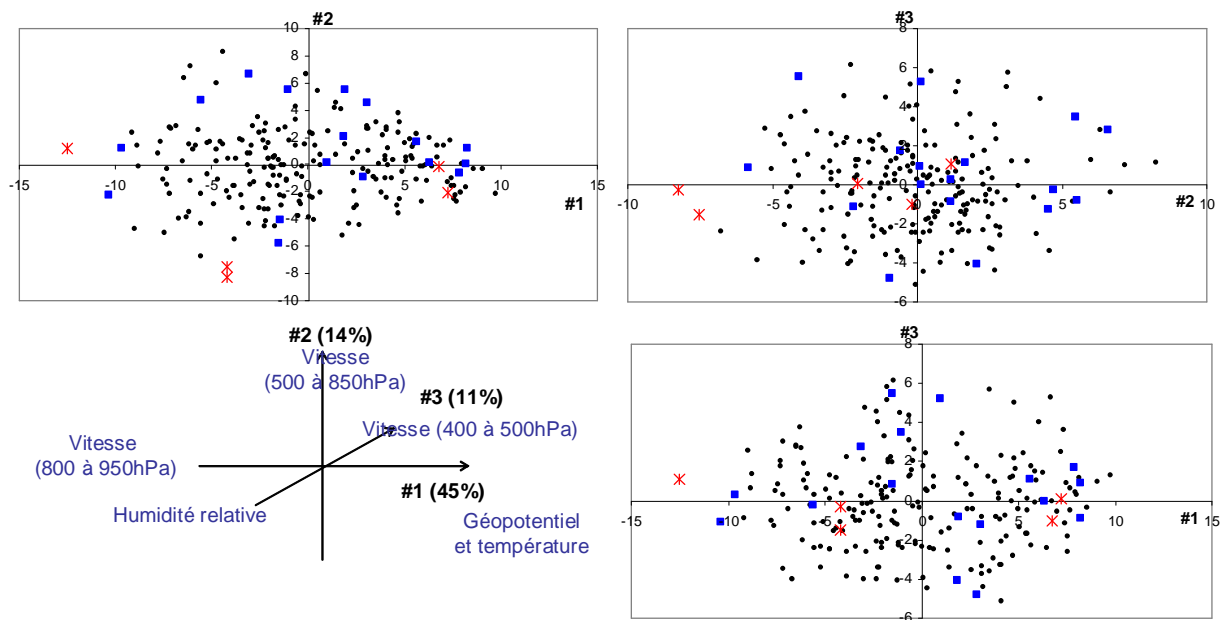


Figure 8-1: Représentation des 224 radiosondages (ronds noirs) dans les trois premiers plans factoriels de l'ACP sur ces mêmes radiosondages à partir des variables de base ZTUV_p. En bleu et en rouge sont représentés les 22 radiosondages simulés, les rouges correspondant aux 5 radiosondages suspects.

La répartition des radiosondages simulés est relativement homogène au sein du nuage et autour du radiosondage moyen (origine du repère). Les précipitations associées simulées seront donc un bon indicateur de la variabilité intra-classe des précipitations des évènements de CPP, en supposant que deux radiosondages positionnés différemment dans l'ACP produisent effectivement des champs de pluie différents.

Parmi les 5 radiosondages déclarés suspects, 3 sont situés en extrémité du nuage de points sur les facteurs 1 et 2. Avec l'interprétation des axes factoriels présentée figure 8-1, nous observons que

ces trois radiosondages ont probablement été détectés comme suspects de par leur vitesse de vent trop faible.

8.2 Structure des champs de pluies simulés

Dans ce paragraphe, nous analysons les précipitations simulées en étudiant leur distribution dans l'espace et la distribution des cellules constituant le champ pluvieux.

8.2.1. Distribution des précipitations dans l'espace

Résultats pour les 17 radiosondages de la classe de temps des 224 radiosondages de CPP

La figure 8-2 présente les précipitations horaires moyennes simulées avec les 17 (22-5) radiosondages et la figure 8-3 leur variogramme 2D associé.

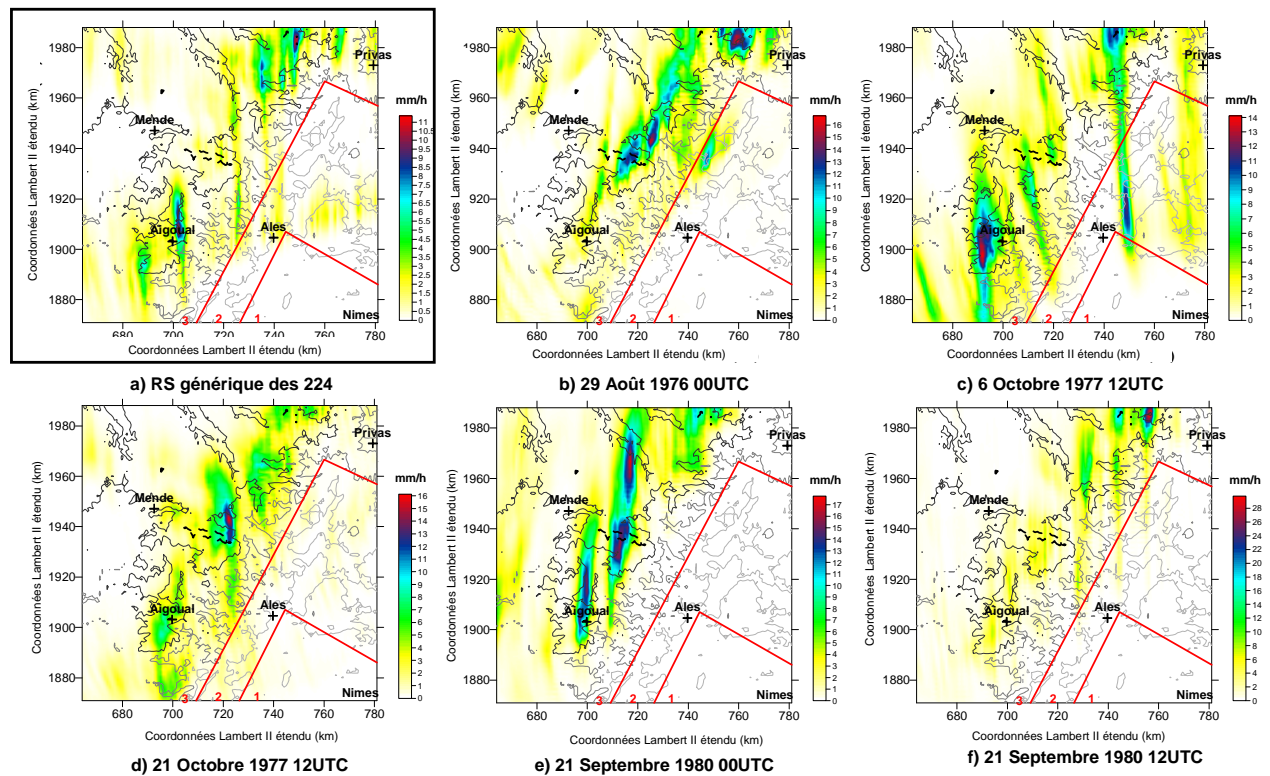


Figure 8-2 : Précipitations horaires moyennes simulées pour a) le radiosondage générique sur les 224 radiosondages et b) à r) les 17 radiosondages choisis dans la classe de temps. Les échelles de couleurs sont différentes pour chacune. Le champ de pluie simulé du radiosondage générique est rappelé en encadré.

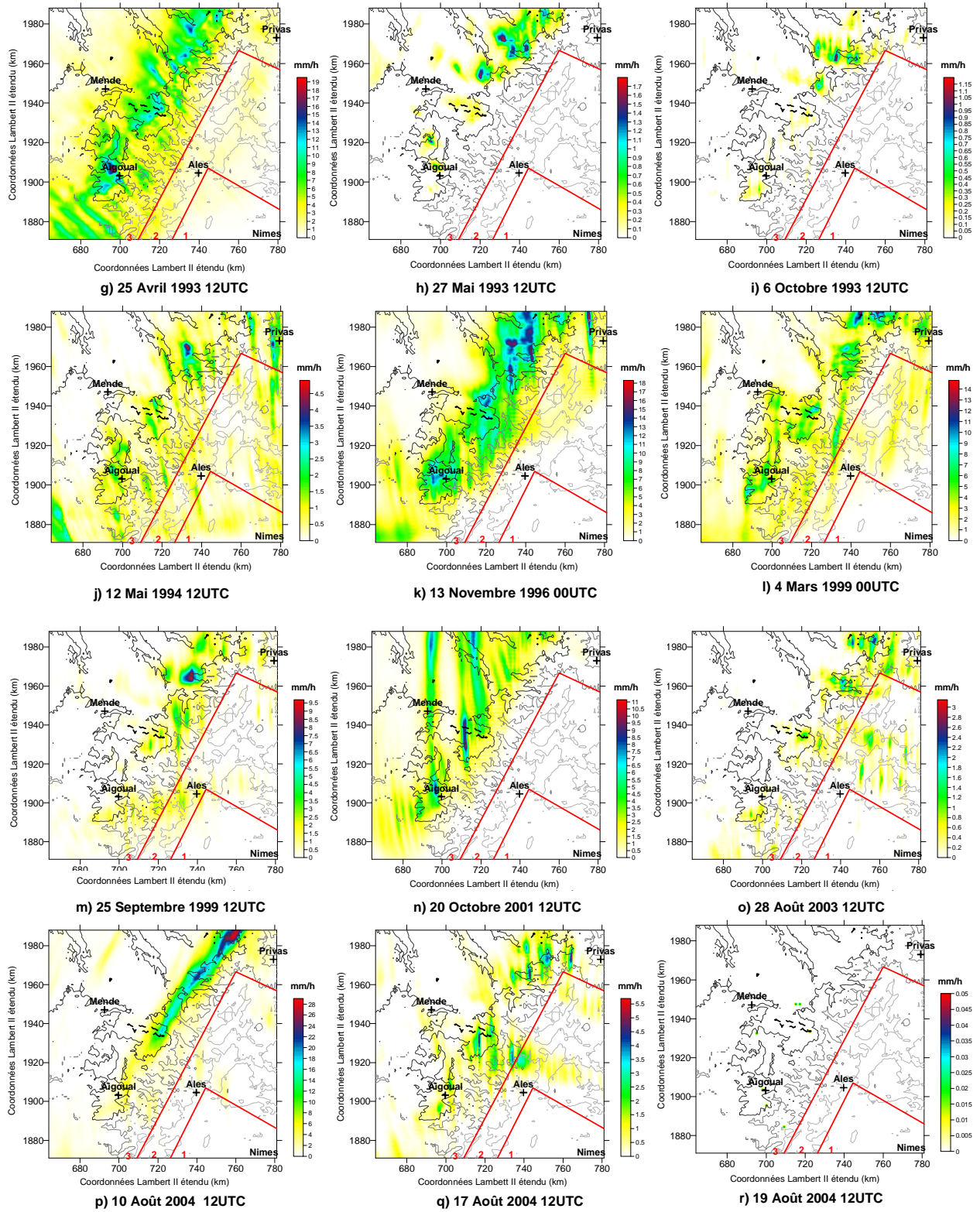


Figure 8-2 (suite)

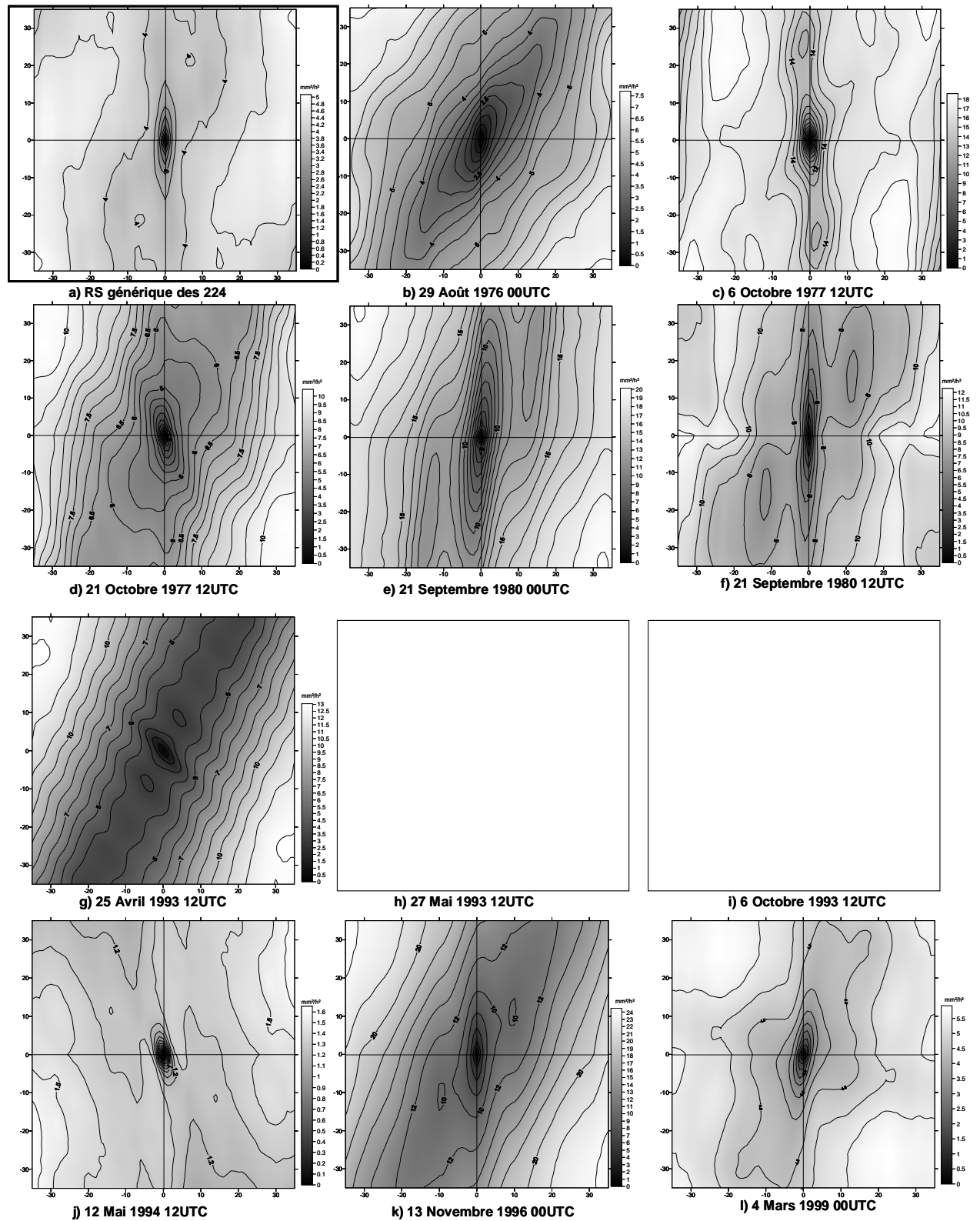


Figure 8-3: Variogrammes 2D associés aux précipitations de la figure 8-2. Les échelles de gris sont différentes.

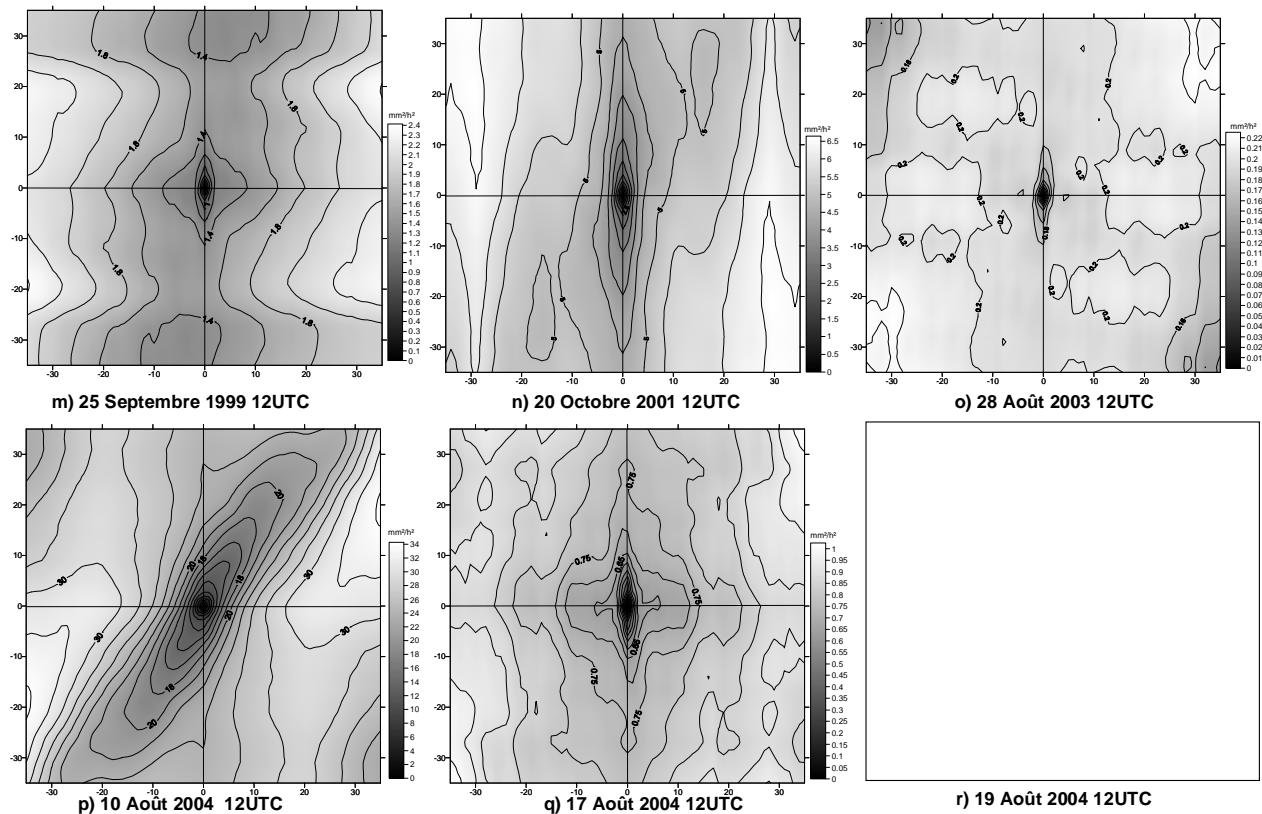


Figure 8-3 suite

Toutes les précipitations simulées sont principalement localisées sur le relief et parfois en piémont. Parmi ces 17 simulations, une ne produit pas de pluie (le 19 août 2004, Fig. 8-2r) et deux produisent des précipitations très faibles (le 27 mai 1993 (Fig. 8-2h) et le 6 octobre 1993 (Fig. 8-2i)). Les précipitations associées au radiosondage du 28 août 2003 (Fig. 8-2o) sont très faibles et présentent une structure allongée si toutes les pluies sont prises en compte. Par contre, les pluies supérieures à $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ sont localisées ponctuellement. Le variogramme 2D associé (Fig. 8-3o) indique un rapport de longueur sur largeur des pluies corrélées à 50% de 1,5. Ces quatre radiosondages ne sont donc pas caractéristiques d'évènements de CPP.

Toutes les autres simulations mettent en évidence une structure du champ pluvieux organisée en bandes. Il n'y a aucun doute sur cette organisation lorsque nous réalisons une analyse visuelle des précipitations horaires moyennes de la figure 8-2 pour 8 d'entre eux : 6 octobre 1977 (Fig. 8-2c), 21 octobre 1977 (Fig. 8-2d), 21 septembre 1980 à 00h TU (Fig. 8-2e) et à 12h TU (Fig. 8-2f), 4 mars 1999 (Fig. 8-2l), 25 septembre 1999 (Fig. 8-2m), 20 octobre 2001 (Fig. 8-2n) et 17 août 2004 (Fig. 8-2q). Ceci est confirmé par l'analyse de leurs variogrammes 2D qui mettent en évidence des structures anisotropes orientées sud-nord dont les rapports de longueur sur largeur à 50% de variance expliquée sont pour ces mêmes radiosondages respectivement de 3 (4 à 70% de variance expliquée) (Fig. 8-3c),

3 (Fig. 8-3d), 6,5 (Fig. 8-3e), 12 (Fig. 8-3f), 4,6 (Fig. 8-3l), 3,7 (Fig. 8-3m), 5 (Fig. 8-3n) et 4 (Fig. 8-3q).

Pour les 5 radiosondages restants, la structure en bandes est moins évidente mais reste présente. Pour le radiosondage du 29 août 1976 (Fig. 8-2b), les précipitations les plus intenses sont localisées sur et au nord-est du Mont Lozère sans organisation particulière. Par contre si nous regardons plus précisément le champ de pluie immédiatement au nord-ouest d'Alès, nous remarquons des précipitations d'intensité plus faibles ($2-4 \text{ mm.h}^{-1}$) avec une élongation sud-nord. Le variogramme 2D présente un rapport de longueur sur largeur du champ de pluie de 3 (Fig. 8-3b). Il en est de même pour le radiosondage du 10 août 2004 (Fig. 8-2p ; rapport longueur/largeur de 3,75 (Fig. 8-3p)). Le champ de pluie du 25 avril 1993 (Fig. 8-2g) ne montre pas d'alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses. Toute la zone de relief est concernée par des précipitations de $2-4 \text{ mm.h}^{-1}$. Par contre, si nous regardons uniquement les précipitations supérieures à 6 mm.h^{-1} , nous remarquons une structure en bandes orientée sud-est/nord-ouest. Si nous considérons les pluies corrélées à 80% sur le variogramme 2D (Fig. 8-3g), le rapport longueur sur largeur de la structure est de 3. Il en est de même pour le radiosondage du 13 novembre 1996, dont l'organisation en bandes concerne les précipitations les plus intenses qui sont mêlées à des pluies plus faibles (Fig. 8-2k) (rapport longueur/largeur de 4,4 à 30% de variance expliquée (Fig. 8-3k)). Finalement le radiosondage du 12 mai 1994 (Fig. 8-2j) produit des pluies faibles ($<5 \text{ mm.h}^{-1}$) dont la structure en bandes n'est pas nette (rapport longueur/largeur à 75% de variance expliquée sur la figure 8-3j de 3,2).

Les variogrammes 2D (Fig. 8-3) présentent généralement une répétition de la forme elliptique, mettant ainsi en évidence l'existence et l'alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses. Cette répétition s'observe entre 5-7km et 15km dans la plupart des cas. Dans le cas où les bandes de précipitations sont mêlées à une autre structure du champ pluvieux (Fig. 8-2b et 8-2g par exemple) il n'y a pas de répétition de cette forme elliptique.

L'analyse des coupes verticales (non représentées) montrent que l'extension verticale des cellules varie entre 3000m et 5500m. Ces cellules sont parfois incluses dans des nuages dont l'extension verticale peut être légèrement supérieure (6000-7000m). De plus, sur certaines coupes verticales et très localement, les cellules ont une extension beaucoup plus importante ($>7000 \text{ m}$).

En conclusion, sur 17 simulations de radiosondages appartenant à la classe de temps d'événements de CPP, 13 (soit 76%) produisent effectivement des précipitations orographiques organisées en bandes et sont associées à de la convection peu profonde. Pour toutes ces simulations, la moyenne et la variance (non montrée) des champs de pluie simulés fluctuent conjointement indiquant que ces précipitations sont stationnaires.

Résultats pour les 5 radiosondages suspects

Les précipitations horaires moyennes simulées sur les deux dernières heures de simulation sont présentées pour les 5 radiosondages suspects sur la figure 8-4 et comparées au champ de pluie simulé pour le radiosondage générique sur les 224 radiosondages (Fig. 8-4a). Pour ces 5 radiosondages (Fig. 8-4b à 8-4f) nous remarquons que les précipitations sont localisées principalement sur le relief bien que quelques précipitations apparaissent en secteur piémont et en secteur plaine. Le radiosondage du 14 avril 1999 à 12h TU (Fig. 8-4d) ne produit pas de pluie. Afin de déterminer si les précipitations des autres radiosondages sont organisées en bandes ou non, il convient de considérer leur variogramme 2D (Fig. 8-5).

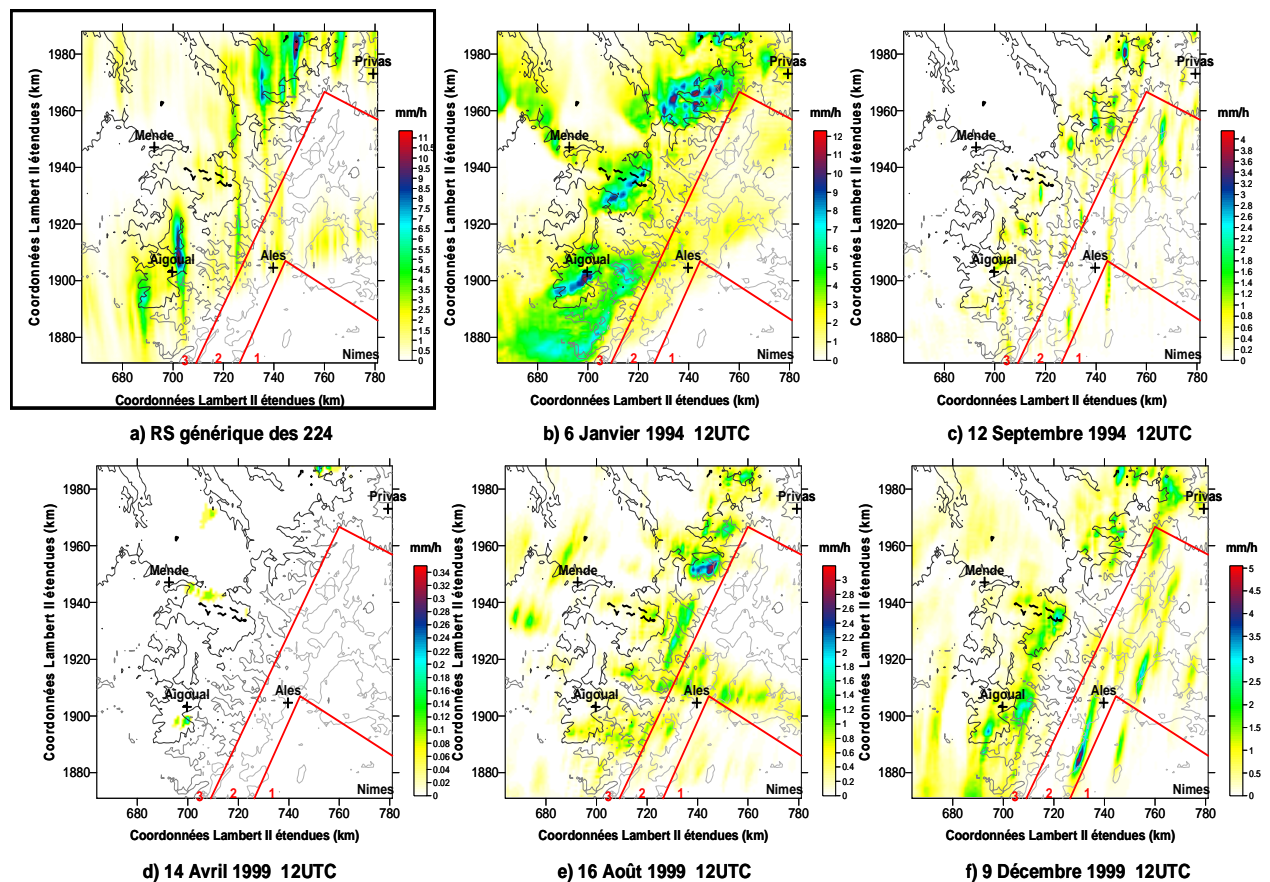


Figure 8-4 : Précipitations horaires moyennes simulées pour a) le radiosondage générique des 224 radiosondages et 5 radiosondages suspects (b à f). Les échelles de couleurs sont différentes.

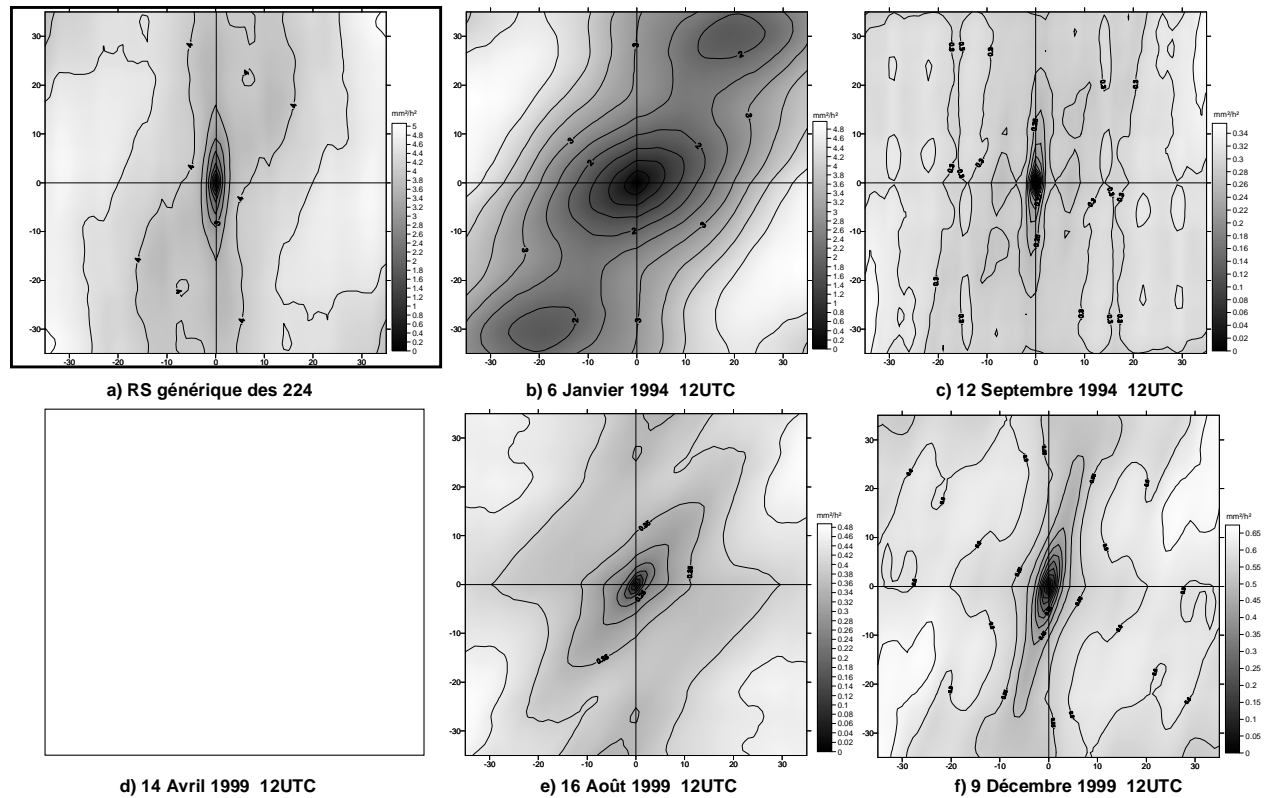


Figure 8-5 : Variogrammes 2D des champs de pluie associés aux pluies horaires de la figure 8-4. Les échelles de gris sont différentes.

L'organisation des pluies du 6 janvier 1994 n'est clairement pas en bandes (Fig. 8-4b). L'ensemble du relief reçoit des pluies qui s'étendent également en piémont. Il n'y a pas d'alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses. Les intensités les plus élevées sont observées à proximité des principaux sommets. Les gradients longitudinaux des pluies ne sont pas importants, ce qui est confirmé par la structure relativement isotrope du variogramme 2D jusqu'à 10km (Fig. 8-5b). Le rapport de longueur sur largeur de la structure pluvieuse délimitée sur ce variogramme 2D par le contour à 50% de variance expliquée n'est que de 0,9. L'extension verticale des nuages est limitée à 5km (non illustrée). Les coupes verticales ne montrent pas l'existence de cellules individualisées.

De même, le radiosondage du 12 septembre 1994 ne produit pas de bandes (Fig. 8-4c). Les intensités pluvieuses associées sont très faibles. Les précipitations supérieures à $1\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ sont ponctuelles. Le variogramme 2D (Fig. 8-5c) semblent mettre en évidence une structure elliptique orientée sud-nord comme dans les cas des précipitations en bandes. Cependant, si nous considérons l'isocontour à 50% de variance expliquée, le rapport de longueur sur largeur de la structure n'est que de 2. L'extension verticale des nuages est limitée à 3km. Seules quelques cellules apparaissent.

Le radiosondage du 16 Août 1999 ne produit pas de bandes (Fig. 8-4e). Les précipitations supérieures à 1mm.h^{-1} sont également distribuées ponctuellement. Le variogramme 2D (Fig. 8-5e) montre une légère anisotropie orientée sud-ouest/nord-est. Le rapport longueur sur largeur est de 1,5.

Finalement les précipitations associées au radiosondage du 9 décembre 1999 (Fig. 8-4f) peuvent être considérées comme organisées en bandes. En effet, le champ de pluie de la figure 8-4f met en évidence l'alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses orientées légèrement sud-ouest/nord-est ; les précipitations variant de $3\text{-}4\text{mm.h}^{-1}$ à 0mm.h^{-1} en moins de 10km. Ce gradient longitudinal atteint 5mm.h^{-1} en 5km environ pour la bande du piémont. Cette organisation en bandes est confirmée par le variogramme 2D (Fig. 8-5f) mettant en évidence une forte anisotropie selon l'axe des ordonnées. Le rapport longueur sur largeur est de 3,2 à 50% de variance expliquée. L'extension verticale des cellules ne dépasse pas 3km. Nous considérons ce radiosondage comme étant caractéristique d'un évènement de CPP.

En conclusion sur ces 5 radiosondages, les méthodes statistiques ont correctement considéré leur appartenance au groupe des autres évènements pluvieux pour 4 d'entre eux.

Variabilité des intensités et des structures spatiales

Pour étudier la variabilité intra-classe des caractéristiques des bandes, nous considérons les résultats de 18 simulations produisant des bandes (les 13 radiosondages précédents, les 3 simulations du chapitre 6 (le 21 novembre 1989, le 22 novembre 2003 et le 4 novembre 2005), le radiosondage du 9 décembre 1999 (qui était suspect) et le radiosondage du 25 février 1996 (appartenant à tort aux autres évènements pluvieux)). Cette variabilité est présentée figure 8-6. La moyenne des précipitations horaires supérieures à 1mm.h^{-1} est de $3,2\text{mm.h}^{-1}$. L'intensité moyenne maximale est de $6,6\text{mm.h}^{-1}$, minimale de $1,6\text{mm.h}^{-1}$ et 75% des simulations ont une intensité moyenne inférieure à 4mm.h^{-1} (Fig. 8-6a). Les intensités horaires moyennes sont peu variables d'une simulation à une autre. Elles varient entre 5mm.h^{-1} et 33mm.h^{-1} avec une moyenne de $15,8\text{mm.h}^{-1}$ (Fig. 8-6b). Pour 99% des simulations, ces intensités sont comprises entre 5mm.h^{-1} et 19mm.h^{-1} (rappelons que la valeur observée en 1986 est de 15mm.h^{-1}). Les structures des bandes obtenues avec le variogramme 2D sont présentées sur la figure 8-6c. La longueur moyenne de corrélation (taille nord-sud des bandes) des pluies est de 12,4km (4km au minimum et 32km au maximum). 50% des simulations donnent des bandes de longueurs supérieures à 12km (rappelons que la valeur observée en 1986 est de 15km environ). La largeur de corrélation (taille est-ouest des bandes) varie entre 1,5km et 11km avec une moyenne de 3km. 99% des simulations donnent cependant des bandes de largeurs comprises entre 1,5km et 4,5km (l'observation de 1986 est de 5km). Le rapport de longueur sur largeur varie peu et est égal à 4,4 en moyenne.

Finalement l'espacement entre les bandes (Fig. 8-6d) varie entre 4km et 20km avec une moyenne de 10km, correspondant à l'espacement entre les épaulements du relief (Fig. 5-21) (en 1986, cet espacement est observé autour de 15km et 30km). Sur ces figures, nous avons placé les valeurs obtenues lors de la simulation du radiosondage générique des 224 évènements de CPP (flèches, Fig. 8-6). Nous observons que les résultats obtenus avec le radiosondage générique se placent dans la gamme de variabilité des 18 simulations et sont proches des valeurs moyennes. Ces 18 simulations représentent donc potentiellement la variabilité des précipitations qu'il est possible d'avoir autour du radiosondage moyen caractéristique d'un évènement de CPP.

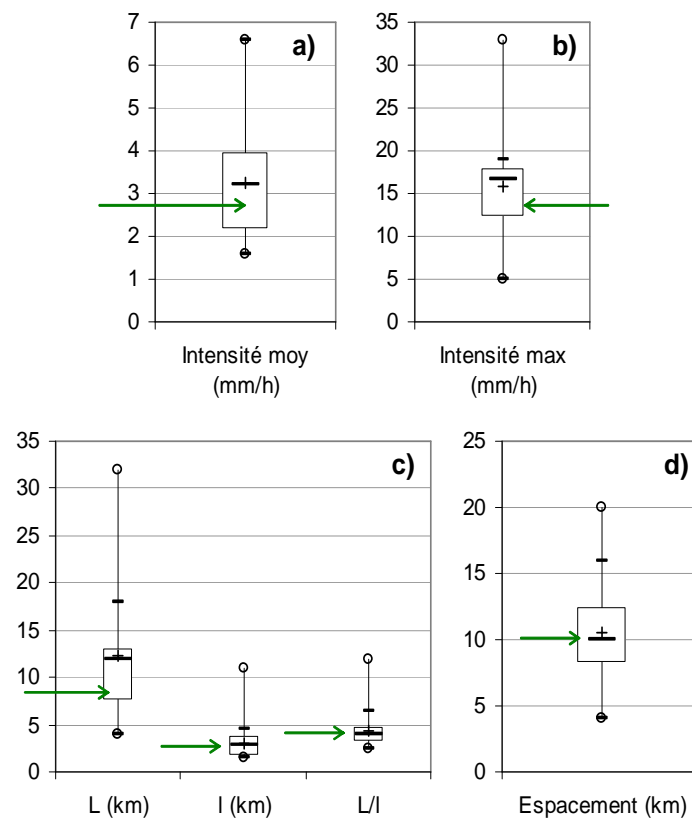


Figure 8-6 : Variabilité des a) intensités pluvieuses moyennes et b) maximales et c) des caractéristiques de la structure spatiale du champ pluvieux (L : longueur de corrélation sud-nord, I : largeur de corrélation ouest-est, L/I : rapport de la longueur par la largeur) et d) espacement entre les bandes. Les flèches vertes représentent les valeurs obtenues lors de la simulation du radiosondage générique sur les 224 radiosondages.

Conclusions

Ces simulations contribuent à la validation de notre classe de temps. Cependant, à ce stade, il est difficile d'interpréter les résultats des différentes classifications (radiosondages suspects, mauvaise affectation au groupe 1, omission de classement...).

En conclusion sur cette première étape, il convient de retenir que la variabilité intra-classe concerne à la fois les intensités horaires, en particulier les intensités maximales, et la localisation des bandes sur le relief. Les bandes de pluie ne sont pas localisées au même endroit dans toutes les simulations même si les deux principaux sommets (Lozère et Aigoual) semblent systématiquement être sous une bande. L'orientation des bandes autour de la direction sud-nord est également variable. Nous pouvons aussi remarquer que la structure en bandes des précipitations associées aux radiosondages n'est pas exclusive : des bandes de pluie peuvent être observées au sein d'une structure pluvieuse plus homogène, soit en ayant des intensités plus fortes que la moyenne (radiosondage du 25 avril 1993) soit en ayant des intensités plus faibles que cette même moyenne (radiosondage du 10 août 2004).

8.2.2. Distribution des cellules de pluies dans l'espace

Caractéristique des cellules

Comme dans le paragraphe précédent, nous considérons ici uniquement les 18 simulations ayant produit des précipitations orographiques organisées en bandes pour étudier la distribution des cellules de pluies dans l'espace, leurs caractéristiques (longueur, surface, orientation) et leur position relative par rapport au relief. Après une étude de sensibilité au seuil de détection des cellules (de 2mm.h^{-1} à 18mm.h^{-1} par pas de 2mm.h^{-1}), il ressort que le meilleur compromis est de choisir le seuil de 4mm.h^{-1} . C'est d'ailleurs ce seuil qui avait été choisi pour l'analyse des pluies simulées avec le radiosondage générique.

Comme observé dans le chapitre 5, la distribution des longueurs des cellules, de leur surface, de leur largeur et de leur orientation est très asymétrique, nous conduisant à ne présenter que la variabilité des valeurs médianes obtenues pour chaque simulation (Fig. 8-7). Les flèches rappellent les valeurs obtenues avec la simulation du radiosondage générique sur les 224 radiosondages.

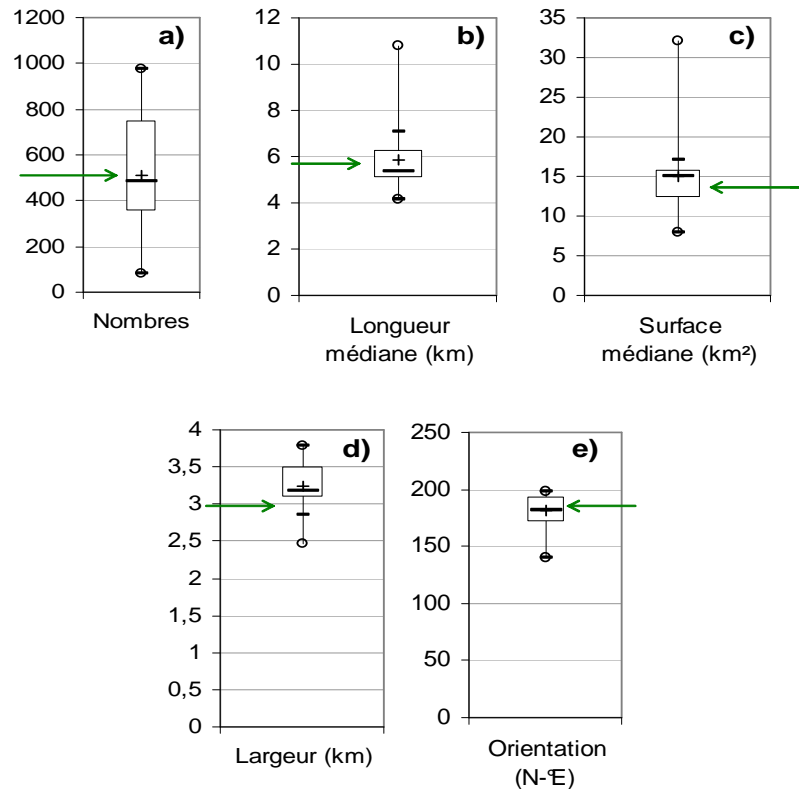


Figure 8-7 : Variabilité a) du nombre de cellules identifiées au seuil 4mm.h^{-1} , et des valeurs médianes des distributions b) des longueurs, c) des surfaces, d) des largeurs et e) des orientations de ces cellules sur les 18 simulations considérées. Les flèches vertes correspondent aux valeurs obtenues avec le radiosondage générique sur les 224 radiosondages.

La figure 8-7a montre que le nombre de cellules identifiées dans chaque simulation est très variable (80 à 974). Par contre, leurs caractéristiques varient peu. La médiane des longueurs est égale à 6km et est comprise entre 4km et 10km (Fig. 8-7b). La valeur observée en 1986 est de 5-6km indépendamment du seuil considéré. La médiane des surfaces varie entre 8km^2 et 32km^2 avec une valeur moyenne de 15km^2 (la valeur observée en 1986 est de $13\text{-}18\text{km}^2$) mais 99% des simulations ont des valeurs comprises entre 8km^2 et 17km^2 (Fig. 8-7c). Les largeurs des cellules sont particulièrement peu variables (2,5km à 3,8km) (Fig. 8-7d). Le rapport est proche de 2 entre le grand axe et le petit axe alors qu'en 1986, la valeur observée atteignait 3. Finalement l'orientation moyenne des cellules est de N-181°E, variant entre N-140°E et N-198°E (Fig. 8-7e) (la valeur médiane observée en 1986 est de N-200°E).

En conclusion, ces valeurs sont cohérentes avec les valeurs observées au cours des 20 heures de précipitations orographiques organisées en bandes de 1986 et 1987 (Miniscloux et al., 2001). Les valeurs obtenues avec le radiosondage générique sur les 224 radiosondages se situent dans la gamme de variabilité et correspondent généralement aux valeurs moyennes. Ces 18 simulations expriment

bien la variabilité des caractéristiques des cellules qu'il est possible d'observer lors d'évènements de CPP.

Distribution dans l'espace

La distribution des cellules dans l'espace et leur position relative par rapport au relief sont analysées avec l'analyse lagrangienne. Le dénivelé moyen sous les points de déclenchement sur les 18 simulations est de 280m pour 10km environ soit une différence avec la pente moyenne de la région de 180m pour 10km. Ce dénivelé varie d'une simulation à l'autre entre 200m et 350m (la valeur observée en 1986 était de 200m). Le relief moyen autour des points de déclenchement diffère à la fois par sa pente moyenne mais également par sa forme. Ainsi sur 18 simulations, 10 mettent en évidence un déclenchement localisé préférentiellement sur un épaulement du relief. La figure 8-8 donne un exemple de cette localisation particulière pour 3 simulations. Le radiosondage du 20 octobre 2001 simulé (Fig. 8-9) et celui du 21 septembre 1980 conduisent à une localisation des cellules sur un sommet. Sur quatre simulations, les cellules ne semblent pas être déclenchées par des structures particulières du relief (2 exemples sont donnés Fig. 8-10). Finalement, pour deux simulations, les cellules semblent être déclenchées dans des vallées, à l'aval d'épaulements (Fig. 8-11).

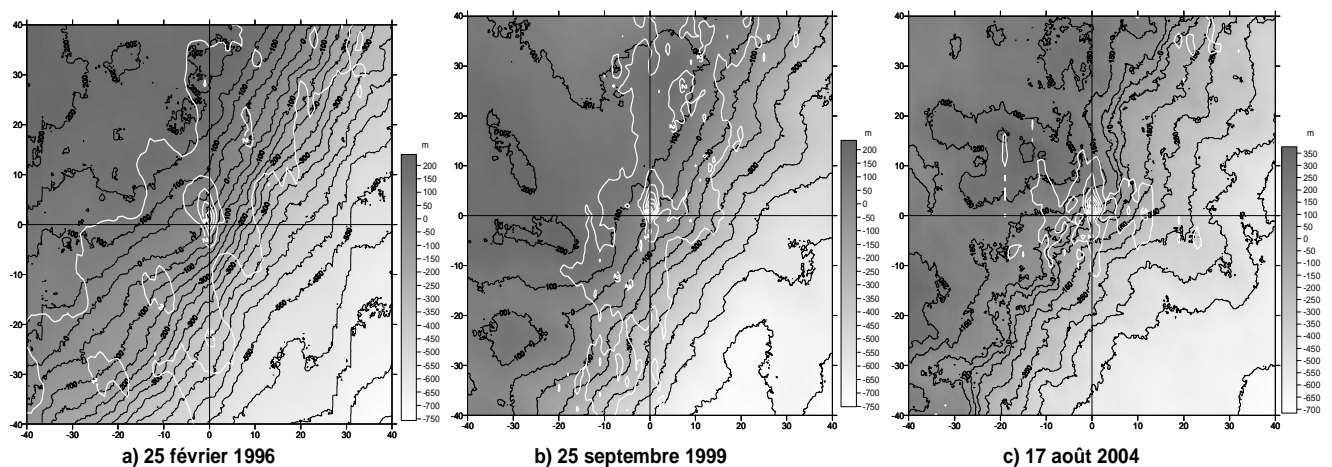


Figure 8-8: Dénivelé lagrangien (gris) pour 3 simulations mettant en évidence le déclenchement des cellules sur les épaulements sud-est du relief. En isocontours blancs le champ de pluie lagrangien.

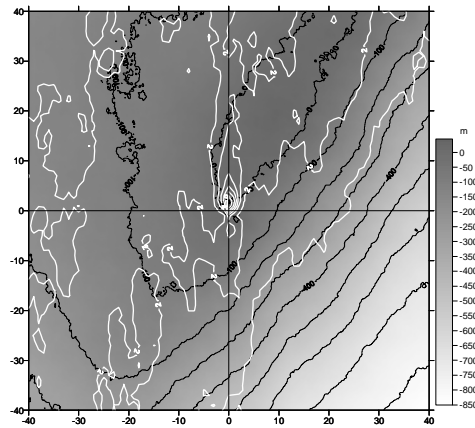


Figure 8-9: Dénivelé lagrangien (gris) autour des points de déclenchement pour le 20 octobre 2001. En isocontours blancs, le champ de pluie lagrangien.

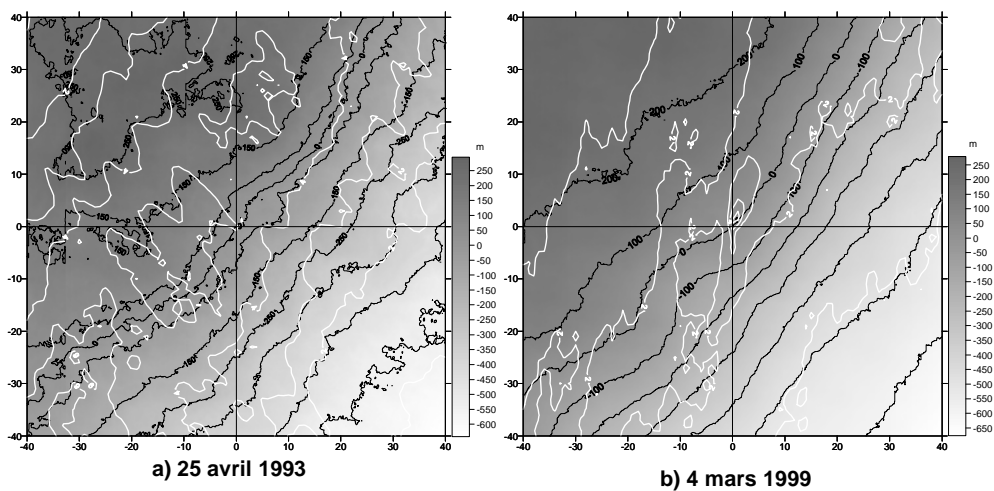


Figure 8-10 : Dénivelé lagrangien (gris) autour des points de déclenchement pour deux simulations ne mettant pas en évidence de structures particulières du relief.

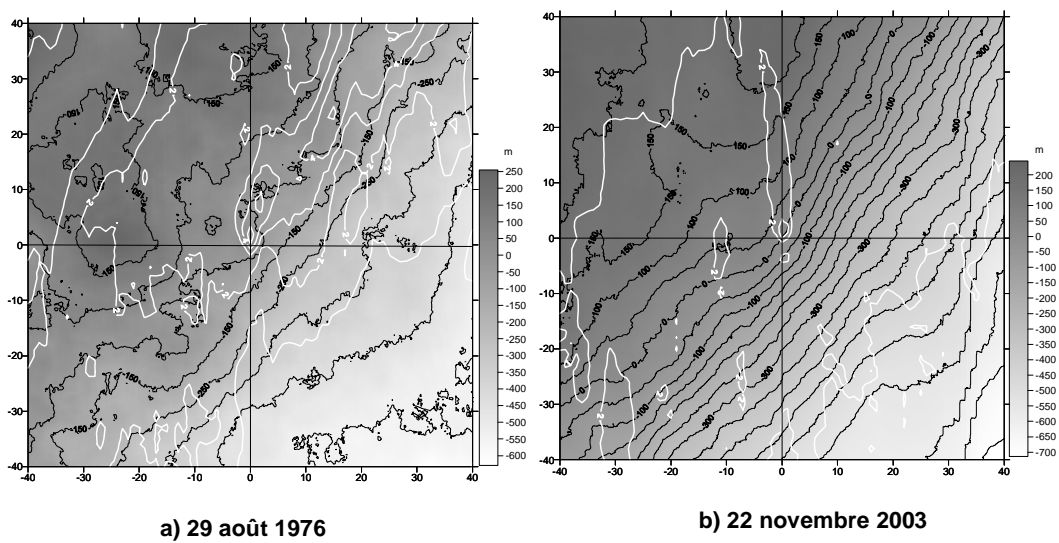


Figure 8-11 : Dénivelé lagrangien (gris) autour des points de déclenchement pour deux simulations mettant en évidence un déclenchement entre des épaulements (vallées).

Dans la plupart des cas, les épaulements sud-est du relief sont à l'origine du déclenchement des précipitations. Le déclenchement par convergence dans les vallées est déduit des figures 8-11.

8.2.3. Dynamique de la pluie à l'intérieur des bandes

La dynamique de la pluie à l'intérieur des bandes est analysée à l'aide des diagrammes Range Time Indicator. Nous avons vu qu'il était possible de déterminer plusieurs caractéristiques des cellules de pluie à partir d'un tel diagramme. Nous nous intéressons ici uniquement à la détermination de la vitesse d'advection des cellules et à leur période de régénération. Pour chaque simulation, 3 coupes ont été extraites pour réaliser ces RTI.

La vitesse d'advection moyenne est de 59km.h^{-1} , qui est la vitesse observée en 1986. Elle varie entre 30km.h^{-1} et 100km.h^{-1} pour certaines bandes. La période de régénération moyenne des cellules est de 48min (au minimum 15min, au maximum 95min). Celle observée en 1986 était de 40min. Nos valeurs sont donc cohérentes.

8.3 Analyse de processus

8.3.1. Action de la topographie

Nous étudions dans ce paragraphe la position relative des cellules de pluie par rapport à la pente (Eq.6-5) et aux zones de convergence et de divergence (Eq.6-6). Deux questions principales se posent : pour les 18 simulations ayant donné des bandes de pluie, les processus identifiés par Yates (2006) sont-ils les mêmes ? Les processus sont-ils différents pour les simulations n'ayant pas produit de bandes ?

Ondes de gravité

Pour chacune des simulations nous avons extrait une coupe verticale dans une bande sur laquelle nous avons superposé la vitesse verticale instantanée et le rapport de mélange de l'eau précipitante. Les figures 8-12a à 8-12d présentent quelques coupes verticales pour des simulations ayant donné des bandes de pluie et les figures 8-13a et 8-13b présentent deux coupes verticales pour des simulations n'ayant pas produit de bandes.

Ainsi, certaines bandes de pluie sont associées à un développement d'ondes de gravité important (Fig.8-12a et 8-12b). Mais la présence d'ondes de gravité intenses n'est pas nécessaire pour

produire des précipitations organisées en bandes (Fig. 8-12c, 8-12d, 8-12e et 8-12f). Par ailleurs, la figure 8-13 montre que les précipitations non organisées en bandes sont également associées à l'absence d'ondes intenses (Fig. 8-13a) et leur présence ne garantit pas l'organisation en bandes des précipitations (Fig. 8-13b).

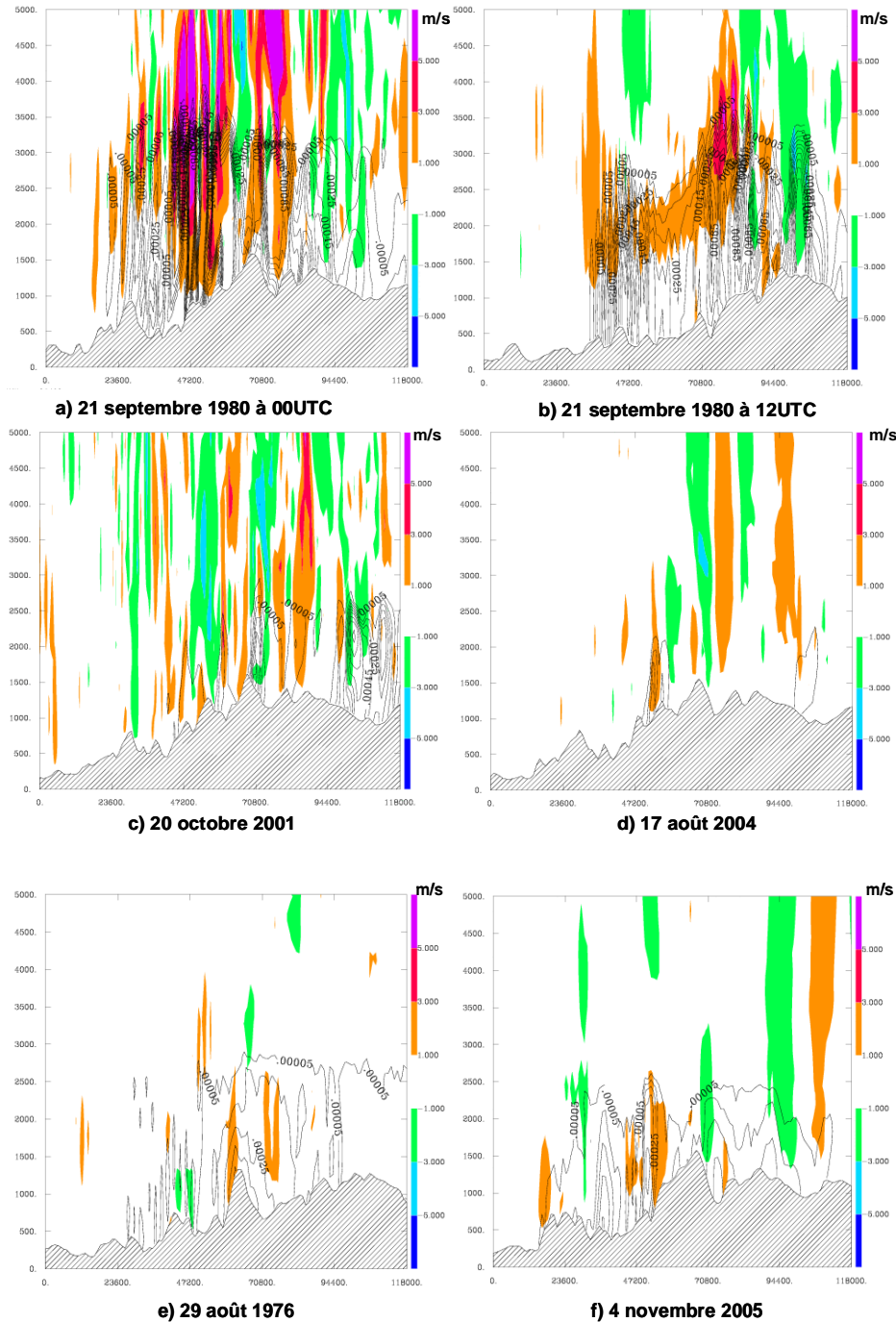


Figure 8-12 : Coupes verticales de l'eau nuageuse précipitante en isocontours (en kg/kg) superposée à la vitesse verticale instantanée (couleur) pour différentes simulations ayant produit des bandes.

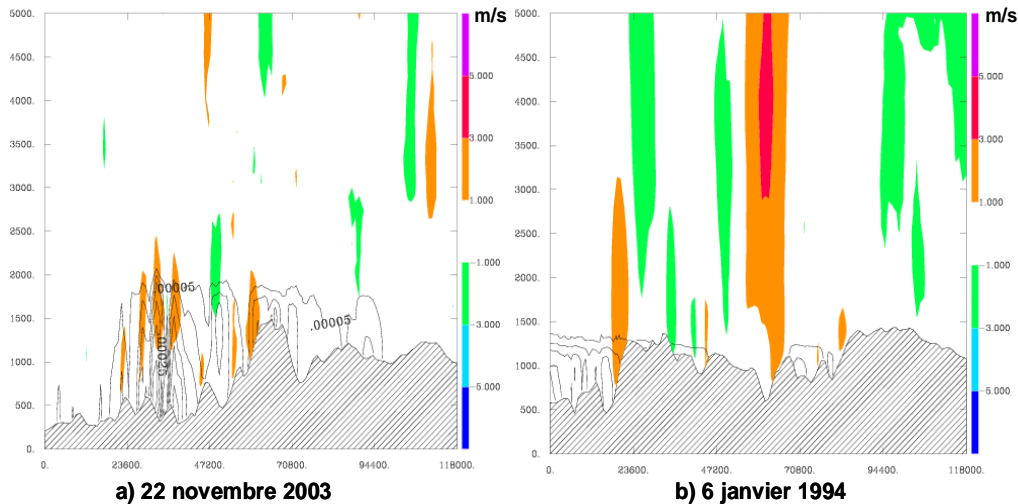


Figure 8-13 : Même légende que la figure 8-12 pour des simulations ne produisant pas de bandes.

Pente et divergence

Pour chaque simulation, nous avons calculé la pente et la divergence lagrangiennes selon les équations Eq.6-5 et Eq.6-6. Les 18 simulations produisant des bandes mettent en évidence un déclenchement des cellules en aval (Fig. 8-14a) ou au niveau (Fig. 8-14b) de plus grandes pentes. Ces zones de plus grandes pentes sont la plupart du temps des zones de divergence (14 cas sur 18, Fig. 8-15a). Cependant elles peuvent également correspondre à des zones de convergence (4 cas, Fig. 8-15b). Une plus grande pente correspondant à une zone de divergence indique un flux contraint à contourner l'obstacle. L'arrière de l'obstacle est alors une zone de convergence, alimentant la convection et permettant l'extension spatiale des précipitations (Fig. 8-16). En fonction de la localisation de la zone de convergence par rapport à la plus grande pente, les cellules de pluies sont plus ou moins larges, comme mis en évidence par Yates (2006). Les trois mécanismes synthétisés par Yates (2006) se retrouvent dans nos simulations : soulèvement orographique associé à une convergence du flux sur l'obstacle ou soulèvement orographique associé à une convergence à l'arrière de l'obstacle. Ce dernier mécanisme étant le plus fréquent. Dans une simulation (le 21 septembre 1980 à 12h TU) il semblerait n'y avoir que du soulèvement orographique (Fig. 8-17) puisque toute la cellule de pluie se trouve au dessus d'une zone de divergence. Ceci peut se voir sur la coupe verticale de la vitesse verticale figure 8-12b.

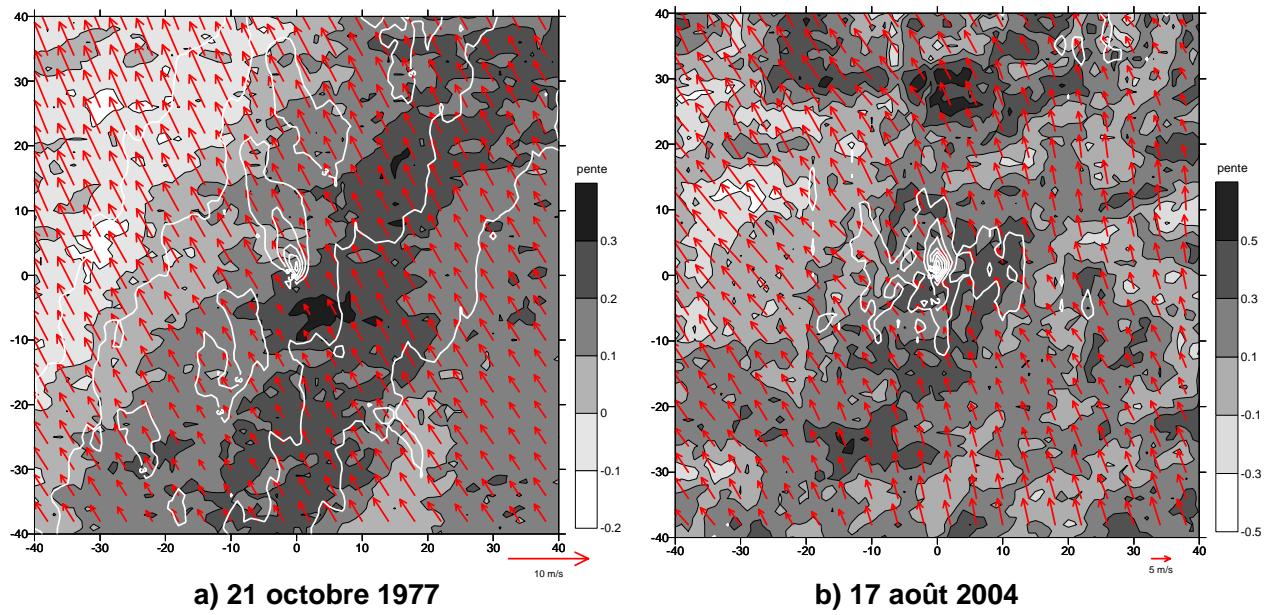


Figure 8-14 : Pente lagrangienne en gris superposée au vent lagrangien (flèches rouges) et à la pluie lagrangienne (isocontours blancs tous les 1 mm.h^{-1}) pour deux simulations produisant des bandes.

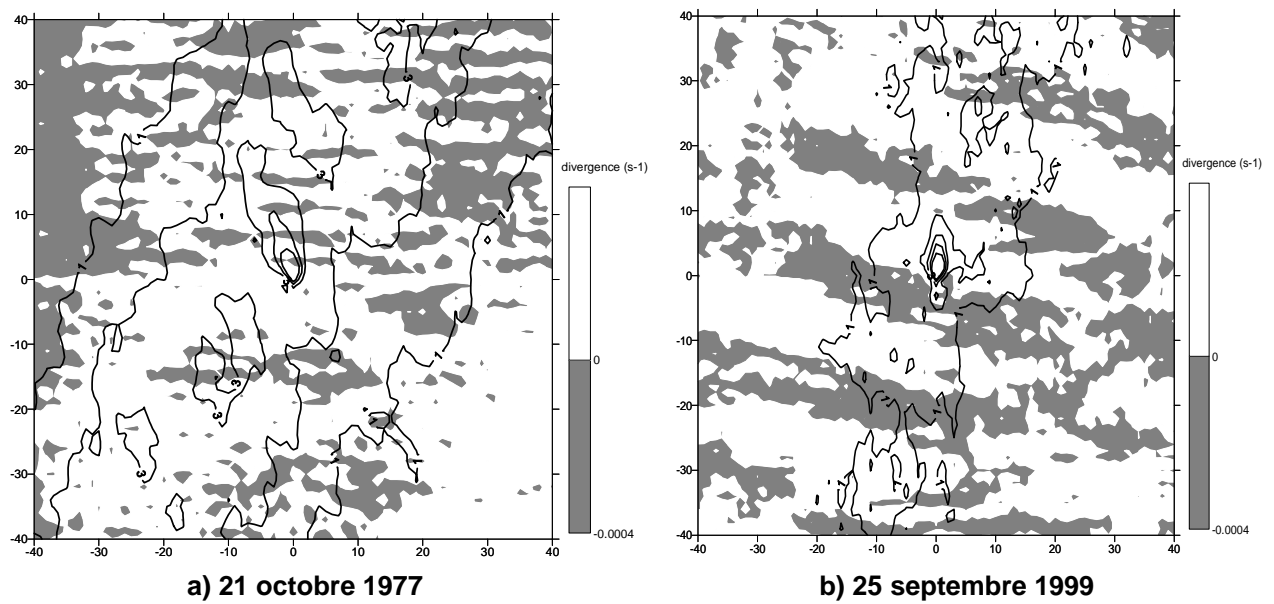


Figure 8-15 : Divergence lagrangienne en pointillés et convergence (en gris) superposée à la pluie lagrangienne en isocontours (tous les 1 mm.h^{-1}) pour les mêmes simulations que la figure 8-14.

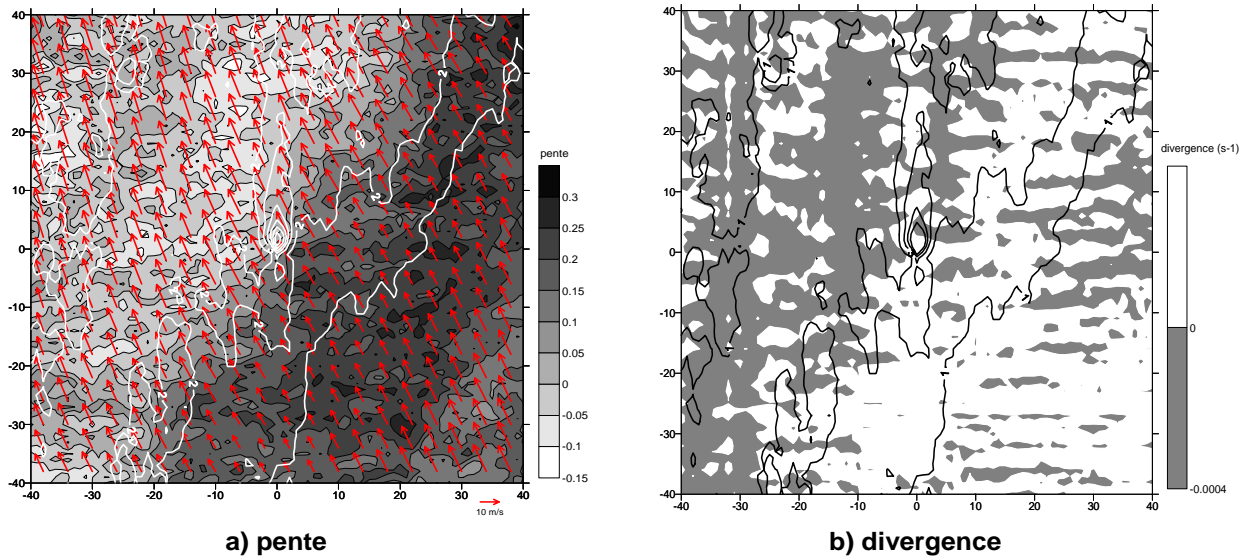


Figure 8-16 : a) Pente lagrangienne et b) divergence lagrangienne pour le 20 octobre 2001 (en gris : convergence, en blanc : divergence).

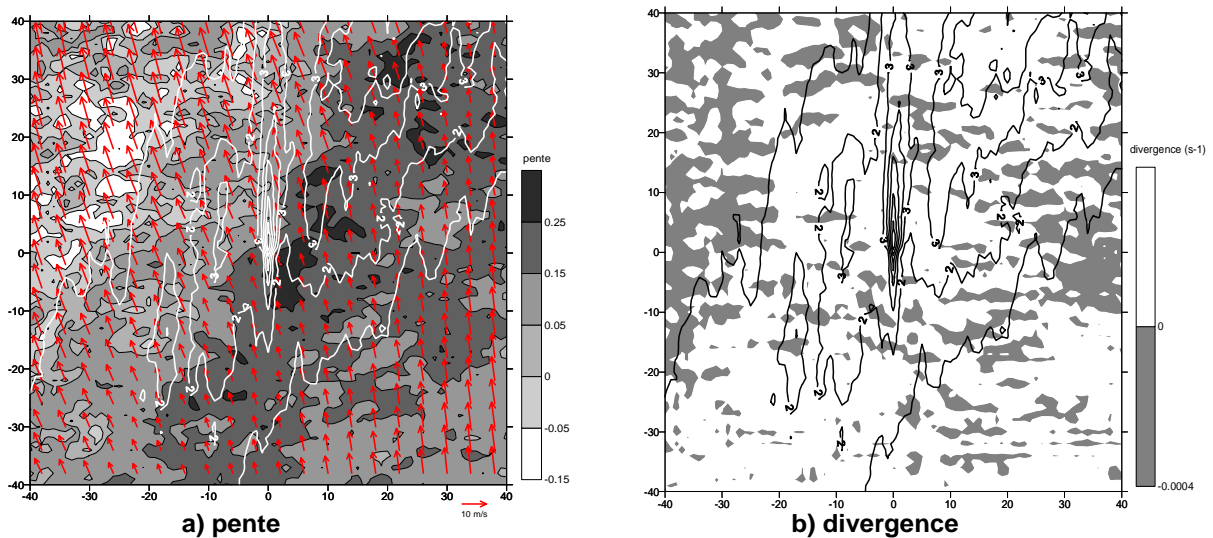


Figure 8-17 : a) pente lagrangienne et b) divergence lagrangienne pour le 21 septembre 1980 à 12h TU (en gris : convergence, en blanc : divergence).

8.3.2. Lien avec les radiosondages

Dans ce paragraphe, nous recherchons pourquoi certains radiosondages, répondant à la fois aux critères dynamiques ou pluviométriques, ou étant extraits à partir des méthodes statistiques, ne produisent finalement pas de bandes.

Nous présentons figure 8-18 la position relative des radiosondages ne produisant pas de bandes par rapport aux quantiles 10% et 90% calculés à partir de l'ensemble des radiosondages simulés produisant des bandes pour différentes variables atmosphériques. Ces variables sont en partie

les variables discriminantes identifiées au chapitre 6. Sur cette figure, nous remarquons que les radiosondages ne produisant pas de bandes ont globalement des caractéristiques qui se situent dans la gamme de variabilité des caractéristiques des radiosondages produisant des bandes. Cependant, ils se situent plutôt dans la limite basse de cette gamme pour les flux d'humidité potentialisés (entre 0-1000m et 1000-3000m), pour le cisaillement unidirectionnel entre 1500m et 3000m, pour le gradient de température potentielle équivalente entre 0-1000m (ils sont plus instables) ; et dans la limite haute pour le gradient de température potentielle équivalente entre 2000m et 3000m, ils sont alors globalement plus stables. De nombreuses variables, calculées sur des épaisseurs différentes, ou rapportées à d'autres variables, ont été testées afin de rechercher celles qui seraient significativement différentes entre les radiosondages produisant des bandes et les radiosondages n'en produisant pas. Les résultats n'ont pas été concluants. A ce stade, nous ne sommes donc pas en mesure d'expliquer l'absence de bandes simulées pour des radiosondages qui répondent à la fois aux critères dynamiques et pluviométriques ou qui sont affectés au groupe des événements de CPP par les méthodes statistiques.

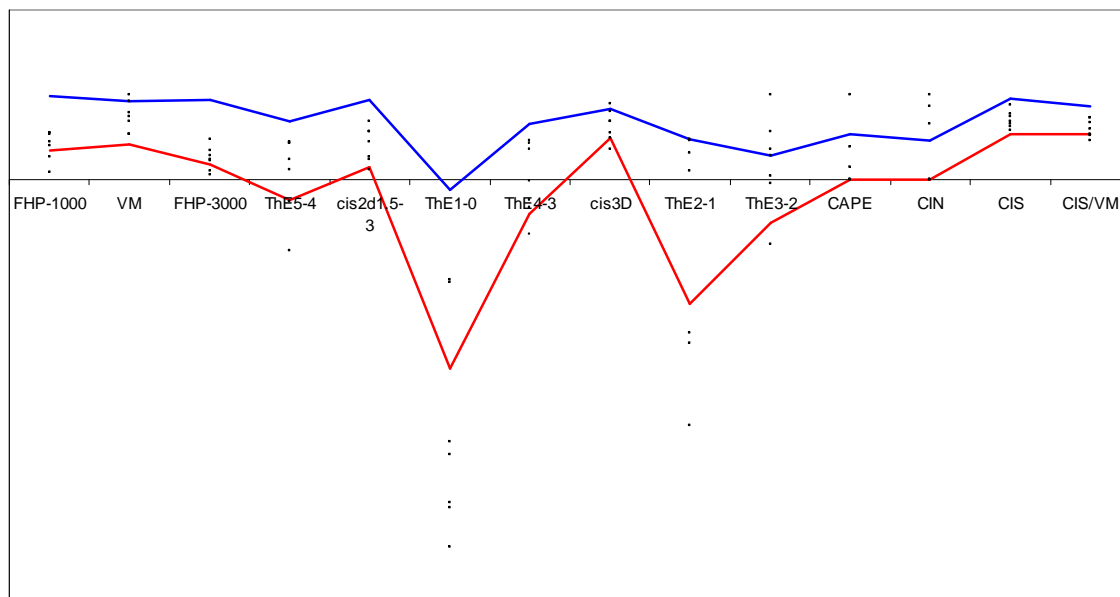


Figure 8-18 : Représentation relative des radiosondages ne produisant pas de bandes (points noirs) par rapport aux quantiles 10% (rouge) et 90% (bleu) calculés sur les radiosondages produisant des bandes pour quelques variables déterminées des radiosondages. CIS = cisaillement calculé sur l'ensemble du radiosondage, VM = vitesse moyenne du vent, CIS/VM est le rapport du cisaillement sur la vitesse du vent, Cis3D correspond au cisaillement directionnel, cis2d1.5-3 correspond au cisaillement unidirectionnel entre 1500m et 3000m, FHP-1000 et FHP-3000 indique respectivement le flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m et 1000-3000m. Les TheX-Y correspondent au gradient de température potentielle équivalente entre le X.1000m et Y.1000m. Les valeurs sur l'axe vertical n'ont pas d'intérêt : elles correspondent aux valeurs observées sur les radiosondages rapportées à la valeur maximale observée. Seule la position relative nous intéresse. Les variables sont rangées en fonction de leur pouvoir discriminant décroissant.

Finalement, à partir des radiosondages ayant produit des bandes, nous avons essayé de voir si l'orientation des bandes et la vitesse d'advection des cellules sont déterminées par la direction du flux

de basse couche ou du flux d'altitude. Pour ce faire, nous avons calculé le coefficient de corrélation entre la vitesse d'advection estimée à partir de plusieurs RTI extraits pour chaque simulation et des vitesses moyennes calculées entre différents niveaux (entre 1000hPa et 850hPa, entre 850hPa et 600hPa et pour les pressions inférieures à 600hPa). Nous avons fait de même pour l'orientation des bandes en calculant le coefficient de corrélation entre les cosinus des orientations médianes des cellules de chaque simulation et les cosinus des orientations moyennes du vent sur les mêmes couches que précédemment.

Yates (2006) montre que l'advection des cellules est contrôlée par la vitesse du vent sous 1500m (850hPa) et l'orientation des cellules est contrôlée par l'orientation du vent au dessus de 1500m. A partir de nos 18 simulations produisant des bandes, nous obtenons un coefficient de corrélation le plus élevé entre la vitesse d'advection et la vitesse du vent pour des pressions inférieures à 600hPa ($R=0,37$). Il est trouvé plus faible pour la vitesse moyenne dans les basses couches ($<1500m$), ce qui est donc en contradiction avec les résultats de Yates (2006). Le coefficient de corrélation le plus grand est de 0,30 pour l'orientation des bandes avec la direction moyenne du vent entre le sol et 850hPa.

8.4 Etude de sensibilité

D'après nos résultats et les études réalisées par Kirshbaum and Durran (2005a) et Cosma (2000), la vitesse du vent, l'humidité relative et le cisaillement semblent être des facteurs sensibles pour l'organisation des précipitations en bandes.

Nous avons donc réalisé une étude de sensibilité à ces variables autour du radiosondage générique.

8.4.1. Description des simulations

Cinq simulations sont réalisées : deux pour tester la sensibilité au profil d'humidité relative (q10RH et q90RH), deux pour tester la sensibilité à la vitesse du vent (Vfaib et Vfort) et une pour tester la sensibilité au cisaillement unidirectionnel (Profv).

Pour la simulation q10RH (q90RH), le radiosondage utilisé pour le forçage est identique au radiosondage générique excepté pour le profil d'humidité relative qui est pris égal au profil représentant le quantile 10% (90%) de l'humidité relative. Figure 8-19a, les profils initiaux de

l'humidité relative sont présentés pour le radiosondage générique, les simulations q10RH et q90RH. Toutes les autres variables (vitesse et direction du vent, température) sont identiques à celles du radiosondage générique.

Pour les simulations Vfaib et Vfort, les vitesses du vent du radiosondage générique sont respectivement diminuées et augmentées de 10m.s^{-1} à chaque niveau. Ces profils de vents sont représentés sur la figure 8-19b. Le profil de vitesse de vent utilisé pour la simulation Profv est également donné figure 8-19b. Pour ces simulations, la direction du vent est identique à celle du radiosondage générique, tout comme les profils d'humidité relative et de température.

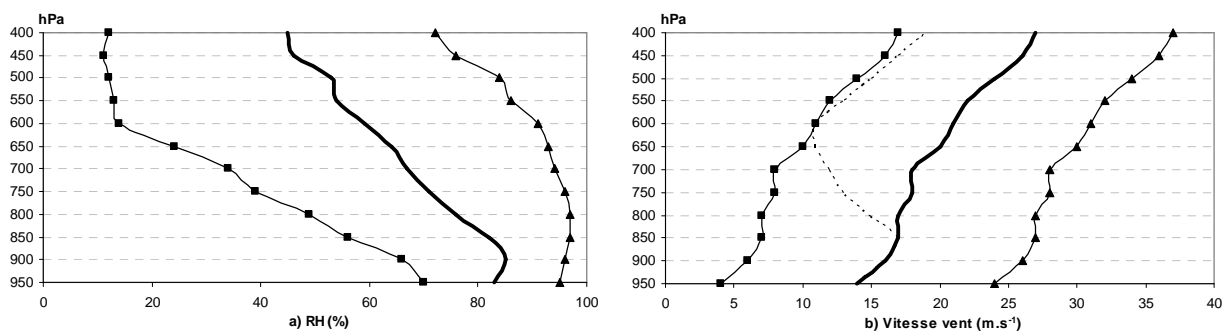


Figure 8-19 : Profils a) d'humidité relative utilisés pour les simulations q10RH (carrés) et q90RH (triangles) et b) de vitesse de vent pour les simulations Vfaib (carrés), Vfort (triangles) et Profv (pointillés). La courbe noire représente les profils du radiosondage générique.

8.4.2. Résultats

Analyse du champ de pluie

Pour analyser les résultats de ces simulations, nous avons réalisé la même analyse géostatistique que précédemment. La pluie horaire moyenne simulée est présentée figure 8-20 pour les 5 simulations et les variogrammes 2D associés sont présentés figure 8-21. Seules 4 simulations conservent la structure en bandes. Lorsque l'humidité relative est diminuée (q10RH), les précipitations sont localisées uniquement à l'aval du Mont Lozère (Fig. 8-20b). La structure du champ de pluie est dans ce cas isotrope (Fig. 8-21b). Pour toutes les autres simulations, la structure en bandes est maintenue et apparaît sur la figure 8-20, puis est confirmée par les variogrammes 2D (Fig. 8-21). Le tableau 8-2 résume les propriétés de ces simulations. Les intensités moyennes sont calculées sur les pluies supérieures à 1mm.h^{-1} , la longueur et la largeur de corrélation sont déterminées sur le variogramme 2D en considérant 50% de variance expliquée. Le rapport de la longueur par la largeur de corrélation est bien supérieur ou égal à 4 pour l'ensemble des simulations sauf la simulation q10RH.

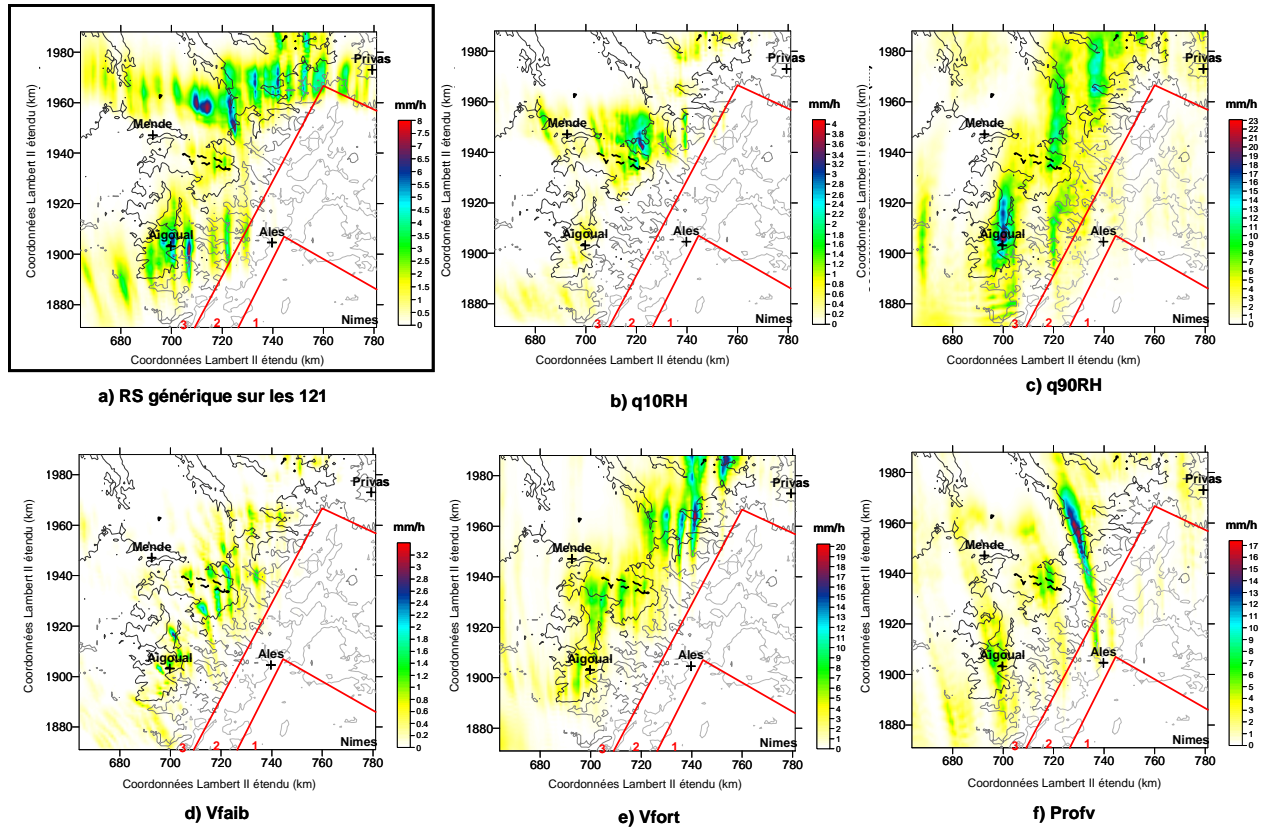


Figure 8-20 : Pluie horaire moyenne simulée a) pour le radiosondage générique sur les 121 radiosondages et b)-f) pour les 5 simulations de sensibilité.

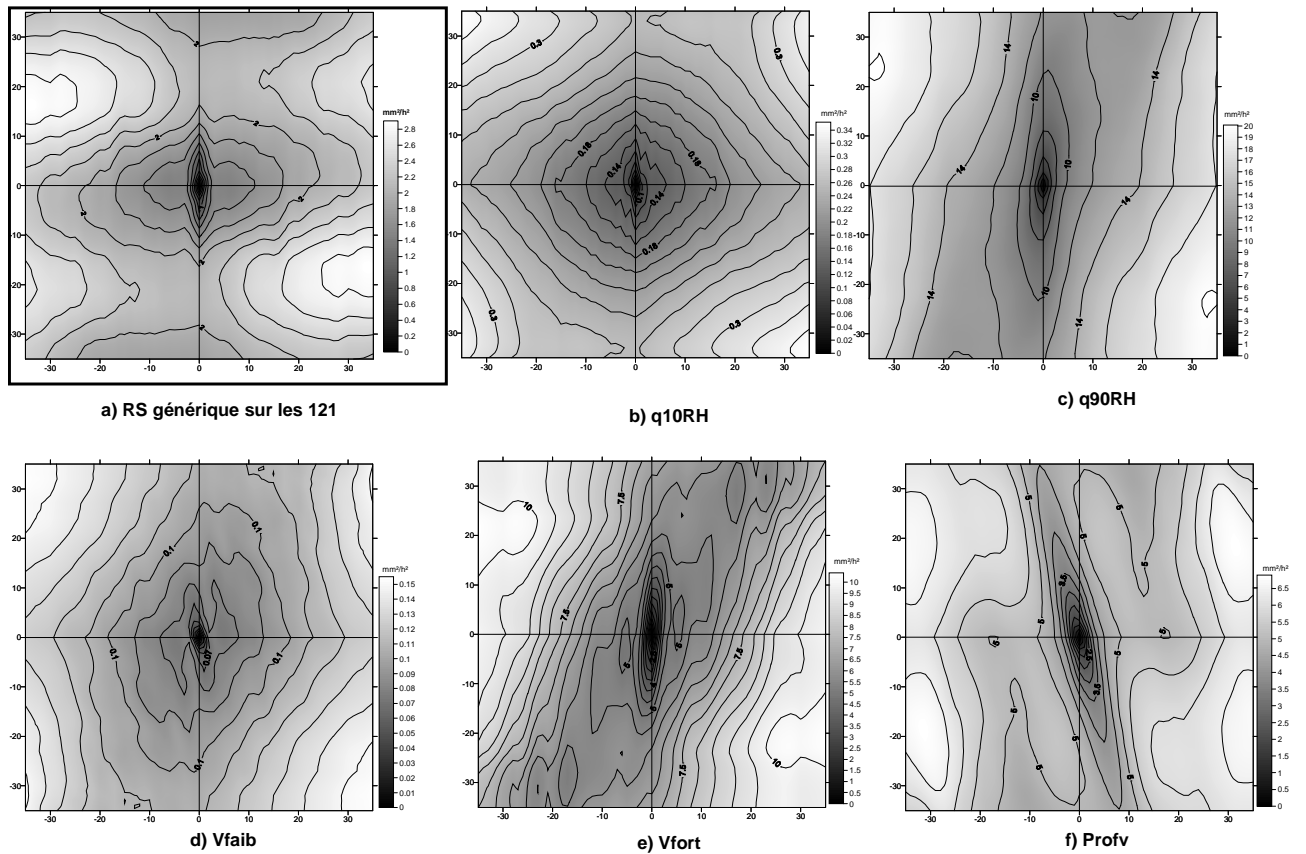


Figure 8-21 : Variogrammes 2D associés aux pluies horaires de la figure 8-20.

	Intensité moyenne (mm.h ⁻¹)	Intensité max (mm.h ⁻¹)	Longueur corrélation S-N (L)	Largeur corrélation E-O (l)	rapport L/l	espacement (km)
RS générique	2,3	8	8	2	4	5
q10RH	1,55	4	14	16	0,9	
q90RH	3,8	23	23	4,5	5,1	17
Vfaib	1,44	3,4	7	1,5	4,7	5
Vfort	3,6	20	17	3	5,7	5
Profv	2,6	17	13	3	4,3	12

Tableau 8-2 : Caractéristiques des précipitations simulées pour les 5 simulations de sensibilité et pour le radiosondage générique sur les 121 radiosondages.

Les figures 8-20 et 8-21 ainsi que le tableau 8-2 montrent donc que la variabilité des précipitations concerne à la fois leur intensité mais également la forme du champ pluvieux. Les intensités sont les plus faibles lorsque la vitesse du vent (Vfaib) ou l'humidité relative (q10RH) sont diminuées. Pour ces deux simulations elles sont du même ordre de grandeur : le calcul du flux d'humidité dans ces deux cas montre qu'ils sont égaux : l'intensité pluvieuse dépend du flux d'humidité incident. Par contre la simulation Vfaib produit des bandes contrairement à la simulation q10RH. L'organisation en bandes est donc dans ce cas dépendante de l'humidité : les simulations q10RH et q90RH ont le même profil de vent mais seule la simulation q90RH produit des bandes. Augmenter l'humidité relative (q90RH) produit des précipitations plus intenses. Les bandes sont plus larges et plus longues que celles obtenues avec le radiosondage générique. L'alternance de zones pluvieuses et non pluvieuses est moins nette dans le cas q90RH : des pluies de plus faibles intensités font le lien entre les bandes. De plus des bandes apparaissent dans le secteur piémont (Fig. 8-20c). La simulation Vfort produit des intensités semblables à celles de la simulation q90RH. De même qu'en ayant diminué la vitesse du vent ou l'humidité relative, les flux d'humidité sont dans les cas Vfort et q90RH équivalents mais la structure des bandes diffère. Dans le cas Vfort, les bandes sont déclenchées plus en aval sur le relief. Elles sont moins longues et étroites que dans le cas q90RH. La vitesse du vent influe donc sur les caractéristiques spatiales des bandes tandis que le flux d'humidité impacte leur intensité. La vitesse du vent contrôle la longueur des bandes, leur position sur le relief et leur intensité. Browning (1980) montre que pour déclencher des précipitations orographiques, il est nécessaire d'observer un vent de 10m.s^{-1} à 900hPa et pour générer des précipitations importantes, cette vitesse doit s'élever à 30m.s^{-1} . Dans le cas Vfort, la vitesse du vent à 900hPa est de 26m.s^{-1} , alors que pour la simulation Vfaib elle n'est que de 6m.s^{-1} . Nos résultats sont cohérents avec les valeurs de Browning (1980).

C'est avec la simulation Profv que la structure en bandes est la mieux définie. L'intensité moyenne est équivalente à celle du radiosondage générique. Comme le flux d'humidité est le même pour la simulation Profv et celle avec le radiosondage générique, nous concluons que le flux d'humidité dans les basses couches contrôle l'intensité des précipitations. Ces deux simulations

diffèrent par le profil du vent au-delà de 850hPa. Nous confirmons donc qu'un cisaillement unidirectionnel important favorise l'organisation en bandes. Selon Yates (2006), la direction des bandes est déterminée par la direction du vent au dessus de 1500m. Dans la simulation Profv, la direction du vent est inchangée par rapport à la simulation de référence mais les bandes s'orientent différemment. D'autres mécanismes doivent donc intervenir dans l'orientation des bandes. L'extension verticale des nuages est limitée dans toutes les simulations : à 3km pour q10RH, à 7km pour q90RH, à 2km pour Vfaib, à 4,5km pour Vfort et à 4km pour Profv.

En guise de premières conclusions, ces études de sensibilité montrent que i) l'humidité conditionne la mise en place d'une organisation en bandes, ii) l'intensité pluvieuse est fortement corrélée au flux d'humidité et iii) le cisaillement unidirectionnel favorise l'organisation en bandes. Ces conclusions sont difficiles à retrouver dans les résultats des 18 simulations analysées précédemment. En effet, à la fois vitesse et cisaillement entre en jeu pour l'organisation des pluies et leur intensité et leurs effets peuvent se compenser. C'est probablement leur équilibre qui explique la structure en bandes.

Action de la topographie

Nous présentons figure 8-22 une coupe verticale en $X=722\text{km}$ de la vitesse verticale instantanée et de l'eau nuageuse précipitante pour ces 5 simulations de sensibilité. Comme précédemment, l'eau nuageuse précipitante n'est pas nécessairement maximale là où la vitesse verticale est maximale. L'amplitude des ondes diffère suivant les simulations : elle est maximale pour la simulation Vfort (Fig. 8-22a). Dans le cas de la simulation Vfaib (Fig. 8-22b), les ondes de gravité disparaissent. Le cisaillement unidirectionnel (Profv, Fig. 8-22c) autorise le développement d'ondes de gravité mais leur amplitude est limitée. Comme le remarque Cosma (2000), lorsque l'humidité relative est augmentée (q90RH, Fig. 8-22d) les précipitations ont tendance à démarrer plus tôt sur les pentes amont avec une extension spatiale plus grande à comparaison des résultats obtenus avec un radiosondage moins humide (q10RH, Fig. 8-22e). La couverture nuageuse est renforcée. Les précipitations ne sont pas uniquement déclenchées par le mécanisme lié aux ondes de relief (secteur aval du principal sommet de la figure 8-22d).

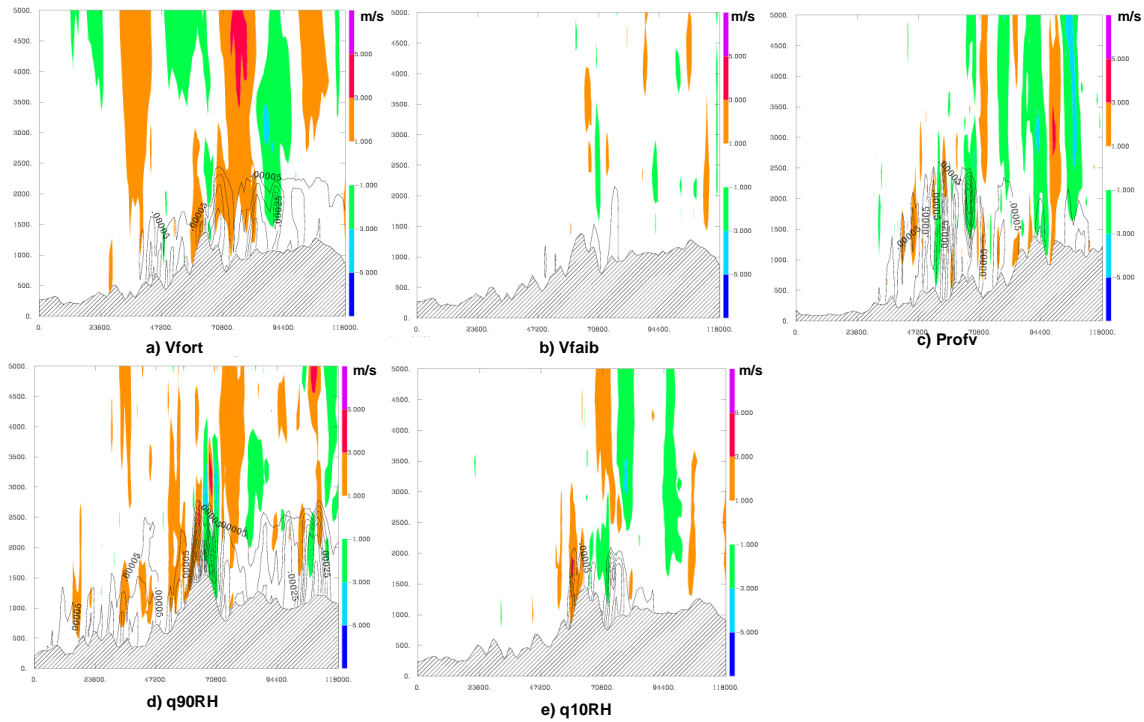


Figure 8-22 : Coupes verticales de l'eau nuageuse précipitante (isocontours) et de la vitesse verticale instantanée (couleur). La coupe est à $X=722\text{km}$ (Fig. 8-20).

L'analyse de la pente et de la divergence lagrangienne pour ces simulations conduit aux mêmes conclusions qu'au 8.3.1 : les cellules se déclenchent en aval de fortes pentes par soulèvement orographique et/ou convergence. Comme nous venons de le voir, les radiosondages des simulations q90RH et Vfort ont approximativement le même flux d'humidité. Cependant la structure du champ de pluie diffère. Les bandes de pluies sont plus étroites et moins longues pour la simulation Vfort en comparaison aux bandes de la simulation q90RH. Dans la simulation Vfort, la zone de plus grande pente est plus étendue que dans la simulation q90RH. Cette zone de plus grande est divergente dans le cas q90RH alors qu'elle est convergente dans le cas Vfort. A l'aval de la plus grande pente, les cellules sont alimentées par une zone de convergence dans le cas q90RH qui permet un entretien des précipitations sur une grande extension spatiale alors que dans le cas Vfort, l'arrière de l'obstacle est divergent, limitant l'extension spatiale des cellules. Cela peut s'expliquer par le fait que la zone de plus grande pente est limitée dans le cas q90RH, permettant au flux de contourner l'obstacle alors que dans la simulation Vfort, la zone de plus grande pente est plus large : le flux ne peut contourner l'obstacle, il est donc ralenti conduisant à de la convergence en amont de la pente et sur la pente simultanément au soulèvement orographique.

Nous comparons maintenant la simulation du radiosondage générique à la simulation Profv. En effet, pour ces deux simulations la direction du vent est la même ainsi que la vitesse du vent en dessous de 850hPa. La structure spatiale des précipitations est cependant très différente. L'analyse de la divergence lagrangienne sous les points de déclenchement (Fig. 8-23) montre que les cellules

pluvieuses se déclenchent au dessus de zones convergentes dans les deux cas. Cependant pour le radiosondage générique, l'aval des cellules est une zone de divergence (Fig. 8-23a) limitant l'extension spatiale des précipitations alors que pour la simulation Profv, cette région correspond à une zone de convergence entretenant les précipitations (Fig. 8-23b). Le flux de basse couche est le même : dans les deux simulations, la présence d'un obstacle ralentit le flux, ce qui entraîne la convergence. Mais une partie du flux contourne également cet obstacle. Dans la simulation Profv, le vent ralentit au dessus de 850hPa (forçage), le flux passant au dessus de l'obstacle arrive alors en même temps à l'arrière de l'obstacle que le flux de basse couche ayant contourné, ce qui crée la convergence.

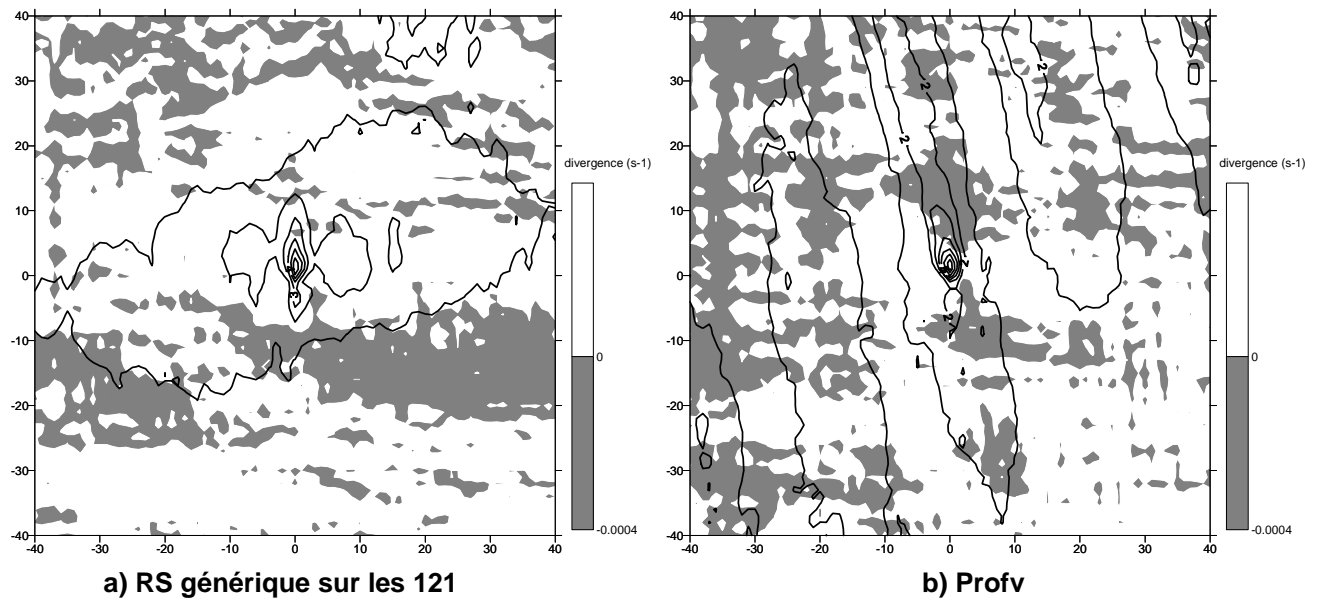


Figure 8-23 : Divergence lagrangienne superposée au champ de pluie lagrangien pour a) le radiosondage générique sur les 121 radiosondages et b) la simulation Profv. En blanc : champs divergents, en gris : champs convergents.

Pour ces deux simulations, nous nous intéressons également à la vorticité lagrangienne ($\text{rot}(H)$) calculée selon l'équation Eq.8-1. La vorticité donne une indication sur les changements de direction du vent. Elle est calculée au premier niveau du modèle (60m au dessus du sol).

$$\text{rot}(H) = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{Eq.8-1}) \quad \text{avec } u \text{ et } v \text{ les composantes zonale et méridienne du vent}$$

Ces champs de vorticité sont différents pour les deux simulations (Fig. 8-24). La valeur absolue de la vorticité aux abords des points de déclenchement est plus élevée dans la simulation du radiosondage générique que dans la simulation Profv. La structure elliptique du champ de pluie disparaît lorsque la vorticité augmente (en valeur absolue). Ainsi nous pouvons remarquer Fig. 8-24b que le champ

pluvieux s'étend au dessus d'une zone de vorticité faible (gauche du point de déclenchement). Par contre, cette zone est ponctuée par des secteurs de vorticité plus forte dans le cas du radiosondage générique (Fig. 8-24a). Le vent est donc plus dévié par le relief avec le radiosondage générique qu'avec le radiosondage Profv, conduisant à un cisaillement directionnel plus important qui limitera la formation des précipitations en bandes.

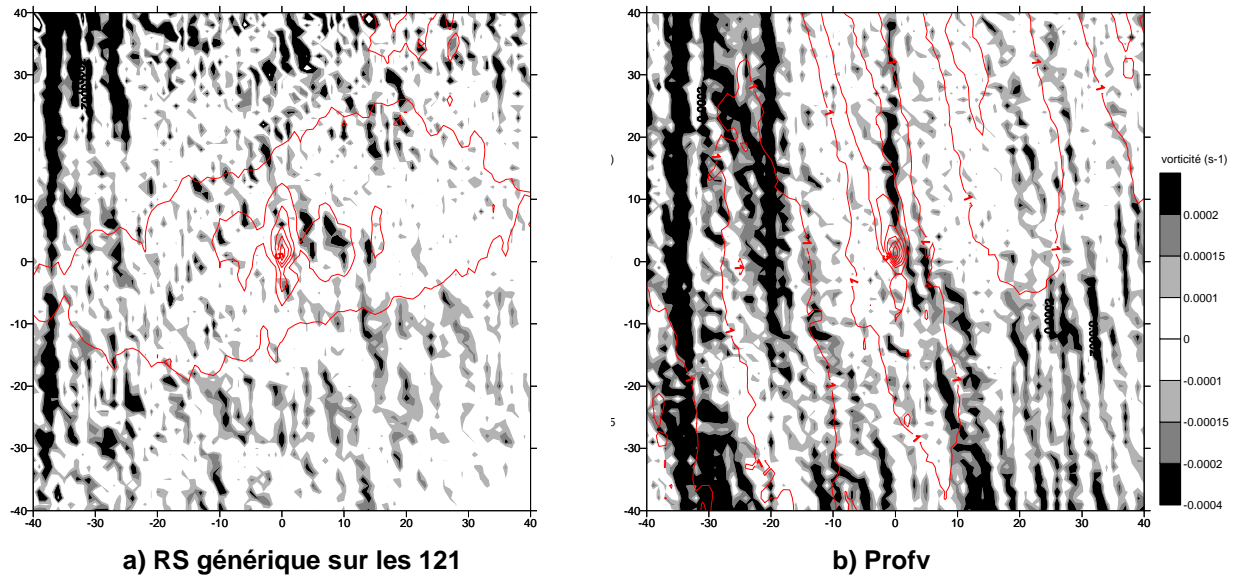


Figure 8-24 : Vorticité lagrangienne sous les points de déclenchement pour a) le radiosondage générique sur les 121 radiosondages et b) pour la simulation Profv. Les champs de pluie lagrangiens sont représentés en isocontours rouges tous les 1mm.h^{-1} .

8.5 Conclusions

L'objectif de ce chapitre était de mettre en évidence la variabilité des précipitations orographiques organisées en bandes à partir de simulations effectuées avec le modèle météorologique MesoNH. Différentes simulations nous ont permis de mettre en évidence la variabilité à la fois dans la structure du champ de pluie à l'échelle régionale et à l'échelle des cellules composant les bandes de pluie. Ainsi la structure spatiale des pluies est très variable d'une simulation à une autre mais nos simulations valident notre classe de temps de CPP. L'orientation des bandes varie autour de la direction principale sud-nord. Ces bandes de pluies sont associées à de la convection peu profonde comme l'ont montré les diverses coupes verticales. La variabilité des cellules composant ces bandes est beaucoup moins grande. Les mécanismes de production de la pluie identifiés sont ceux mis en évidence par Cosma et al. (2002), Anquetin et al. (2003) et Yates (2006) sur des configurations idéalisées.

Ces mécanismes sont : les ondes de gravité et la convergence en aval et sur les structures du relief. Les précipitations sont localisées sur les épaulements sud-est du relief ou au niveau des sommets. L'intensité des précipitations est contrôlée par le flux d'humidité de basses couches alors que la structure du champ de pluie semble contrôlée par la vitesse du vent et le profil vertical du vent.

Cependant, certaines simulations ont montré que le champ de pluie simulé ne s'organisait pas en bandes alors que le radiosondage utilisé en forçage appartenait à dans notre classe de temps. L'analyse des caractéristiques de ces radiosondages (cisaillement, flux d'humidité, vitesse du vent) montre que ces dernières sont à la limite de la gamme de variabilité de ces mêmes caractéristiques calculées sur les radiosondages produisant des bandes. Mais l'analyse des mécanismes de production des cellules convectives (pente, divergence) ne met pas en évidence de différences majeures entre ces radiosondages et ceux produisant des bandes. Des investigations supplémentaires sont nécessaires pour comprendre pourquoi certains radiosondages n'ont pas produit de pluies organisées en bandes.

Chapitre 9

Analyse des situations synoptiques associées

9.1	<i>L'approche par type de temps</i>	248
9.1.1.	Utilisation de la classification « EDF ».....	248
9.1.2.	Utilisation de la classification « LTHE ».....	249
9.1.3.	Utilisation de la classification « Météo-France ».....	250
9.1.4.	Conclusions.....	252
9.2	<i>Cartes composites des situations synoptiques expliquant les évènements de convection peu profonde organisée en bandes</i>	254
9.2.1.	Caractérisation des évènements de CPP.....	254
9.2.2.	Comparaison évènements de CPP / Autres évènements pluvieux.....	259
9.3	<i>Conclusions du chapitre</i>	262

Dans cette partie nous nous intéressons aux conditions synoptiques associées aux évènements de notre classe de temps. Notre démarche s'appuie sur les questions suivantes : quelles circulations atmosphériques caractérisent les évènements orographiques organisés en bandes ? En quoi les situations synoptiques de ces évènements diffèrent-elles des autres évènements pluvieux sur la région ? Les variables discriminantes identifiées à l'aide des radiosondages le sont-elles à plus grande échelle ? Pour ce faire, nous utilisons dans un premier temps les classifications présentées au chapitre 2 et nous analysons leur pouvoir discriminant pour nos évènements.

Puis nous analysons les cartes composites de différentes variables atmosphériques.

9.1 L'approche par type de temps

Dans un premier temps, nous analysons la répartition des évènements composant notre classe de temps au sein des classifications présentées au chapitre 2. Notre but n'est pas de refaire une classification des évènements pluvieux sur la région des Cévennes : nous souhaitons voir si ces classifications ont un pouvoir discriminant sur nos évènements ou s'il est nécessaire de considérer des classifications « conditionnées », c'est-à-dire des classifications construites à partir d'un nombre restreint de situations synoptiques caractéristiques d'évènements particuliers (Plaut and Simmonet, 2001 ; Plaut et al., 2001).

9.1.1. Utilisation de la classification « EDF »

Tous les radiosondages considérés sont classables. La figure 9-1 présente la répartition (en %) des radiosondages au sein des 8 classes. 46% des évènements de CPP se retrouvent dans la classe 4 et 30% dans la classe 7. La classe 4 correspond à un régime de sud et la classe 7 à une dépression centrale (sur la France). Ces deux classes sont caractéristiques des précipitations observées sur le sud-est du Massif Central (Chapitre 2) et contiennent la majorité des épisodes dits cévenols (Paquet et al., 2006). De plus, ces classes caractérisent des flux de sud, il est donc cohérent de retrouver les évènements de CPP dans ces deux classes. Cependant, les autres évènements pluvieux se retrouvent également dans ces mêmes classes. Cela n'est pas surprenant sachant que les évènements de CPP et les autres évènements pluvieux considérés ont été extraits à partir de mêmes critères dynamiques. Mais ces autres évènements pluvieux auraient pu se répartir de manière plus homogène au sein des classes 3, 4 et 7, caractéristiques de vent de secteur sud à Nîmes.

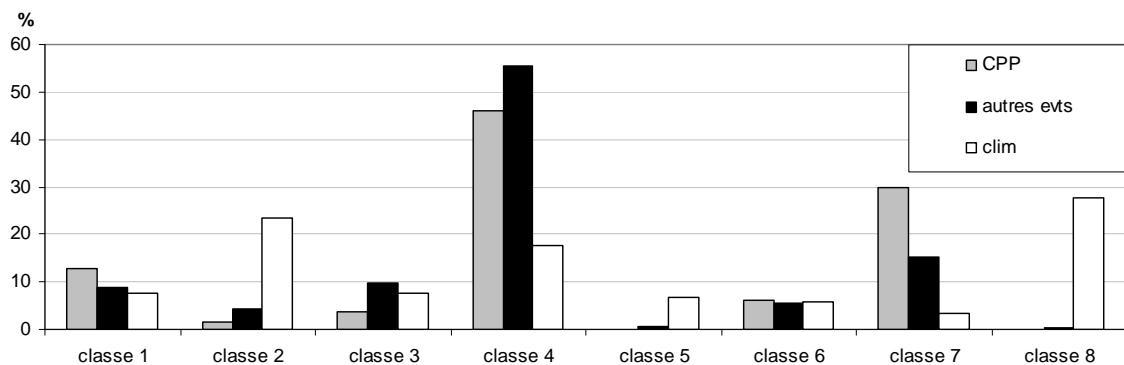


Figure 9-1 : Répartition (%) des évènements de CPP (gris), des autres évènements pluvieux (noirs) au sein de la classification d'EDF en 8 classes. Les histogrammes blancs représentent la climatologie (1953-2006).

Le positionnement des évènements de CPP dans cette classification met donc en évidence que ces évènements sont associés aux situations marquées par un talweg s'étendant de l'Islande au Portugal et des hautes pressions sur l'Europe Centrale (classe 4) ou par une dépression centrée sur la France (classe 7). Nous montrons ici que, ce qui s'est observé lors des épisodes du 14 Novembre 1986 et du 5 Octobre 1987, se retrouve d'un point de vue climatologique (46% des 224 radiosondages). Cependant, cette classification ne permet pas de répondre à la question : parmi les évènements qui sont de secteurs sud, pourquoi certains correspondent à des précipitations orographiques organisées en bandes et d'autres non, dans la mesure où les évènements de CPP et les autres évènements pluvieux se trouvent majoritairement dans la même classe. Les centroïdes des classes 4 et 7 ne discriminent pas les évènements de CPP des autres évènements pluvieux.

9.1.2. Utilisation de la classification « LTHE »

Les radiosondages ne sont pas tous classables. Seuls 39% des évènements de CPP et 21% des autres évènements pluvieux peuvent être « positionnés » dans cette classification. Cette classification rend compte de la structure spatiale des précipitations sur la région que nous étudions. A priori elle semblerait donc adaptée pour discriminer d'un point de vue synoptique les évènements de CPP qui ont une organisation en bandes des autres évènements pluvieux sans organisation particulière, même s'ils sont également de secteur sud. La figure 9-2 présente la répartition (en %) des radiosondages au sein de ces 7 classes.

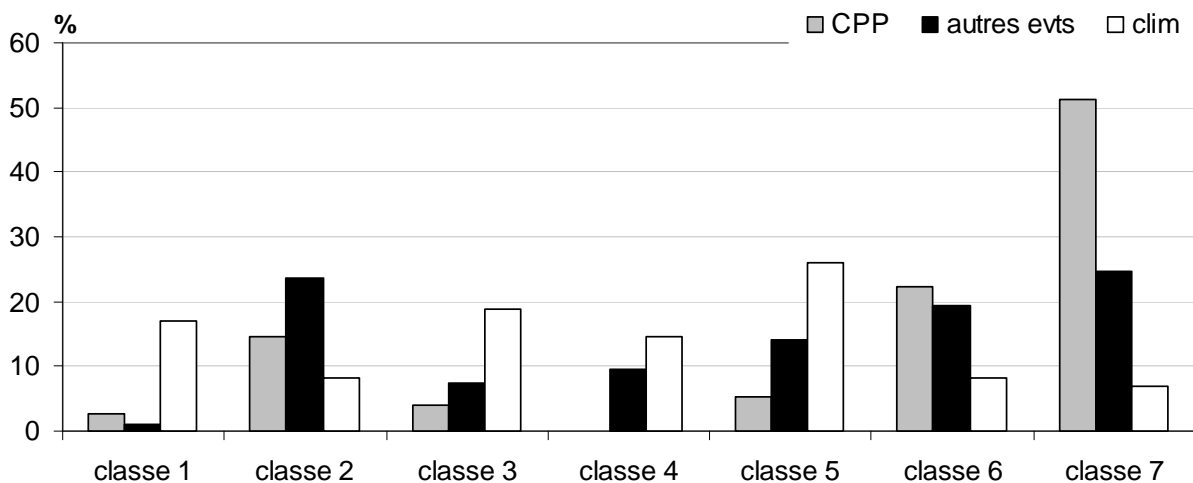


Figure 9-2 : Répartition (%) des évènements de CPP (gris) et des autres évènements pluvieux (noirs) au sein de la classification du LTHE. Les histogrammes blancs représentent la répartition de la totalité des journées considérées pour élaborer la classification (entre 1970-2000, pour les mois de septembre à novembre).

Les évènements de CPP sont principalement répartis dans les trois classes identifiées comme « pluvieuses » : la classe 7 (51% des évènements de CPP), la classe 6 (22%) et la classe 2 (14%). Ces classes sont les moins représentées dans la climatologie. La répartition des autres évènements pluvieux est plus homogène (25% dans la classe 7, 24% dans la classe 2 et 19% dans la classe 6). Les classes 2 et 7 correspondent à des précipitations localisées sur le relief (Fig. 2-16), tandis que le champ de pluie associé à la classe 6 est plus lâche. Les intensités maximales des précipitations de la classe 2 sont localisées au sud-ouest du Massif Central et en plaine tandis que celles de la classe 7 sont localisées le long des crêtes. Il est donc cohérent de retrouver la plupart des évènements de CPP dans la classe 7 et une proportion plus importante d'autres évènements pluvieux dans la classe 2. En ce qui concerne la situation synoptique, le géopotential 700hPa du centre de la classe 7 indique une dépression localisée sur l'Irlande et une dorsale sur l'Europe centrale. Pour la classe 2, la dépression est moins marquée tandis que le blocage par les hautes pressions à l'est est plus important.

En conclusion, la classification du LTHE semble légèrement plus adaptée que la classification d'EDF pour expliquer la distinction entre les évènements de CPP et les autres évènements pluvieux, mais elle n'est toujours pas suffisante.

9.1.3. Utilisation de la classification « Météo-France »

Classification en 7 classes

47% des évènements de CPP et 47% des autres évènements pluvieux sont classables. La figure 9-3 présente la répartition des évènements de CPP et des autres évènements pluvieux dans les différentes classes. De même que pour les classifications précédentes, deux classes ressortent pour les évènements de CPP (la classe 7 et la classe 6), ce sont les mêmes où nous retrouvons les autres évènements pluvieux. Cette classification ne discrimine donc pas nos évènements de CPP des autres évènements.

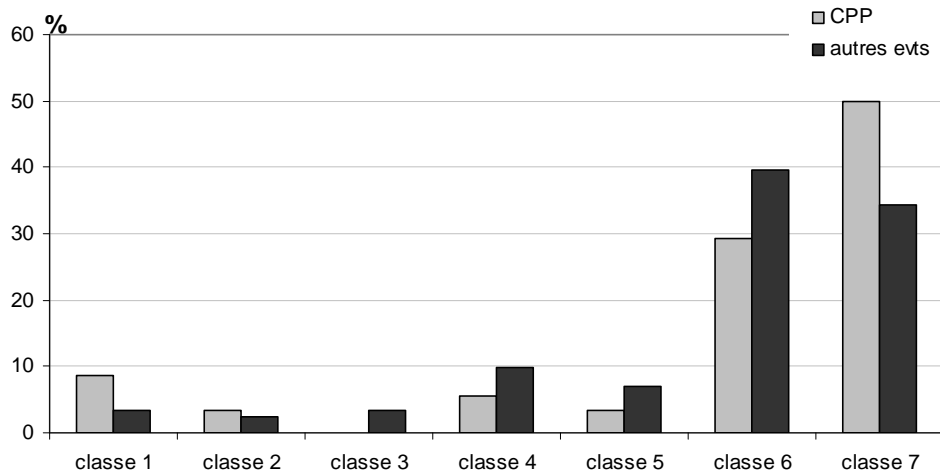


Figure 9-3 : Répartition des événements de CPP (gris) et des autres événements pluvieux (noirs) au sein de la classification en 7 classes de Météo-France.

Classification en 4 classes

Compte tenu de la fenêtre temporelle de cette classification, nous pouvons classer 88 événements de CPP et 93 autres événements pluvieux. Parmi ces 88 événements de CPP, 77 (soit 87,5%) sont identifiés par Météo-France comme des SRE (Severe Rainfall Event), et 32 (36%) comme des HPE (High Precipitation Event). Parmi les 93 autres événements pluvieux, 71 (76%) sont considérés comme des SRE et 19 (20%) comme des HPE. Par conséquent, l’identification des 4 classes ayant été faite à partir des SRE, nous supposons que cette classification doit être adaptée pour représenter les situations synoptiques associées aux événements de CPP et autres événements. La figure 9-4 présente la répartition de ces événements au sein des 4 classes.

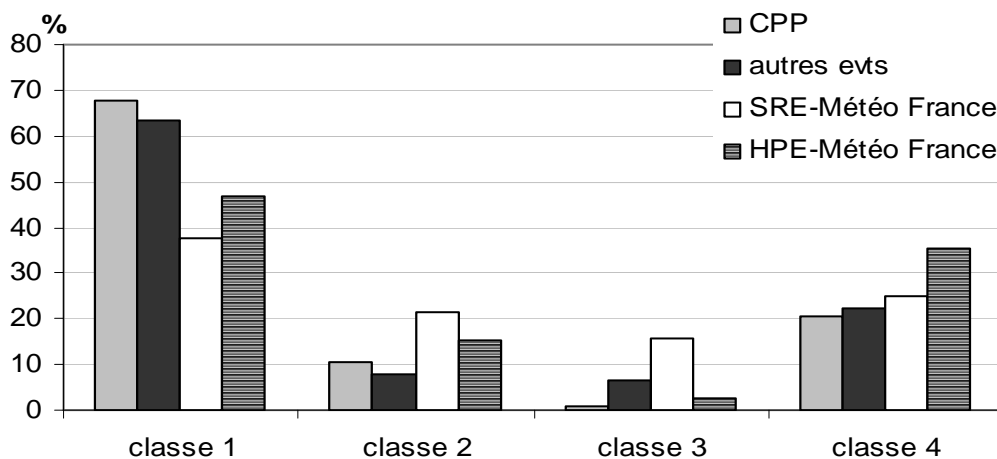


Figure 9-4 : Répartition (%) des événements de CPP (gris), des autres événements pluvieux (noirs), des SRE (blancs) et des HPE (hachures) dans la classification en 4 classes de Météo-France.

Le pouvoir discriminant de cette classification n'est pas meilleur que les classifications précédentes. Les événements de CPP et les autres événements pluvieux se positionnent sur deux classes : la classe 1 et la classe 4. Ces classes correspondent à un flux de sud/sud-est très humide associé à un talweg s'étendant de l'Islande à l'Espagne et à une dorsale sur l'Europe de l'ouest. Ces classes contiennent le plus d'HPE. Les cartes des précipitations composites relatives à chacune de ces deux classes ont été présentées au chapitre 2. Les précipitations des événements de la classe 1 (Fig. 2-14) sont localisées sur les crêtes du Massif Central tandis que les précipitations des événements de la classe 4 (Fig. 2-14) s'étendent jusqu'au Languedoc Roussillon.

9.1.4. Conclusions

En conclusion, les trois classifications étudiées mettent en évidence les situations synoptiques associées aux événements de CPP : chaque classification comportant une ou deux classes regroupant la majorité de ces événements. Cependant elles ne permettent pas de distinguer d'un point de vue synoptique ce qui fait que dans certains cas, lorsque le flux est de sud, les précipitations s'organisent en bandes sur le relief et dans d'autres cas non. Tout comme l'ont montré Nuissier et al. (2008) et Ducrocq et al. (2008) pour des événements de convection profonde, les ingrédients favorables au déclenchement et développement de la convection sont présents à l'échelle synoptique. Cependant il faut également considérer les caractéristiques atmosphériques à meso-échelle pouvant expliquer les différences de localisation entre deux événements et leur stationnarité et surtout l'impact non négligeable du relief sur la modification locale du flux. D'autre part, les types de temps mis en évidence par les classifications représentent, par définition, des états stables et récurrents de l'atmosphère. Un événement rare (comme le sont, malgré tout, les événements de CPP) peut par conséquent ne pas être représenté par ces situations moyennes. Sanchez-Gomez and Terray (2005) ont étudié la position d'événements extrêmes dans une classification et ont montré qu'il était intéressant de s'intéresser au rôle des transitions entre les différents régimes de temps.

Rappelons que notre but n'était pas de comparer les différentes classifications existantes entre elles, mais de déterminer si l'une ou l'autre était plus adaptée à l'étude des précipitations orographiques organisées en bandes. Les événements de CPP et les autres événements pluvieux ont été choisis parmi les situations de flux de sud. Ils se positionnent donc dans les classes où ce flux est présent. Cependant les classifications du LTHE et de Météo-France semblent plus précises puisque les événements classés dans la classe 4 d'EDF apparaissent dans au moins deux classes de ces classifications. Pour déterminer quelle classification permet de mieux séparer les événements de CPP des autres événements pluvieux tout en expliquant le mieux les situations associées aux CPP, nous avons calculé l'entropie de Shannon (Singh, 1997, 2000) qui mesure le désordre d'une distribution ou

encore la quantité d'information nécessaire pour déterminer la classe d'appartenance d'un évènement. Pour chacune des classifications nous avons calculé l'entropie de la répartition des évènements de CPP que nous avons comparé à l'entropie de la répartition des autres évènements pluvieux au sein de la même classification. L'entropie est définie par l'équation Eq.9-1 :

$$S = - \sum_{i=1}^n p_i \cdot \log(p_i) \quad (\text{Eq.9-1})$$

avec p_i la probabilité d'un évènement d'être dans la classe i et n le nombre de classes. Plus l'entropie est grande, plus les évènements sont dispersés dans les classes. L'entropie maximale (S_0) est atteinte lorsque la répartition entre les classes est équiprobable. Afin de pouvoir comparer les entropies entre les différentes classifications qui n'ont pas le même nombre de classes, nous avons calculé l'entropie relative S/S_0 . Nous recherchons donc la classification qui répartit les évènements de CPP dans un nombre minimum de classes alors qu'elle répartit les autres évènements pluvieux de manière homogène dans un nombre maximum de classes (tableau 9-1). En raisonnant ainsi, la classification la plus adaptée à notre but est celle du LTHE et la moins adaptée est celle d'EDF. La classification du LTHE reste cependant insuffisamment discriminante.

	LTHE / CPP	LTHE / non CPP	EDF CPP	EDF/non CPP	C17/ CPP	C17/non CPP	C14/ CPP	C14/non CPP
Entropie relative	0,67	0,9	0,64	0,66	0,67	0,75	0,62	0,72

Tableau 9-1 : Entropie relative de la répartition des évènements de CPP et des autres évènements pluvieux (non CPP) dans les différentes classifications.

La faible discrimination des évènements de CPP des autres évènements pluvieux s'explique par deux raisons. La première raison concerne les variables atmosphériques sur lesquelles sont construites les classifications : le géopotential à 500hPa, 700hPa ou 1000hPa. Or nous avons montré au chapitre 6 que le géopotential seul, même considéré à plusieurs niveaux ne permet pas de discriminer les deux catégories d'évènements. La deuxième concerne les autres évènements pluvieux : ils ne constituent pas en eux-mêmes un ensemble homogène d'évènements puisque ce groupe comporte tous les évènements pluvieux autres que ceux organisés en bandes. Les processus atmosphériques associés sont donc multiples, ce qui peut expliquer leur positionnement dans plusieurs classes et dans les mêmes classes que les évènements de CPP.

Finalement, s'intéresser à la classification de Météo-France en 4 classes a permis de montrer que cette classification met certes en évidence les conditions synoptiques favorables aux évènements de précipitations intenses, mais qu'elle n'explique pas totalement les processus en jeu dans la formation de ces précipitations. En effet, sur la période 1976-2001, 26% des évènements très intenses

(HPE) sont également des événements de CPP. Donc au sens de cette classification, les événements de HPE regroupent des événements de convection profonde et des événements de CPP.

9.2 Cartes composites des situations synoptiques expliquant les événements de convection peu profonde organisée en bandes

Nous avons établi les cartes composites de différentes variables. Ces cartes composites sont une moyenne sur les événements de CPP ou les autres événements pluvieux. Pour ce faire, nous utilisons les réanalyses ERA40 à 1° de résolution. Les champs sont disponibles à 00h TU, 06h TU, 12h TU et 18h TU. Pour caractériser un événement (c'est-à-dire un radiosondage) nous considérons les 4 champs ERA40 autour de l'heure du radiosondage. L'objectif de cette démarche est d'étudier les situations synoptiques associées aux événements de CPP.

9.2.1. Caractérisation des événements de CPP

Variables de base : géopotential, humidité relative et vent

Les figures 9-5(a, b, c) présentent la carte composite du géopotential à 500hPa, de son anomalie et de son coefficient de variation calculés sur les événements de CPP. Les figures 9-5(d, e, f) présentent ces mêmes variables pour le géopotential à 850hPa. L'anomalie correspond à la moyenne du géopotential calculée sur les événements de CPP à laquelle nous retirons la moyenne du géopotential calculée sur l'ensemble des ERA40. Le coefficient de variation correspond au rapport de la moyenne du géopotential sur les événements de CPP par leur écart type.

Les événements de CPP sont donc caractérisés par un talweg s'étendant de l'Islande au Golfe de Gascogne et une dorsale sur l'Europe Centrale (Fig. 9-5a). Dans les basses couches (850hPa, Fig. 9-5d), la dépression est centrée sur l'Irlande. Les flux dirigés sur les Cévennes sont de sud-ouest. Cette situation moyenne est cohérente avec celle observée lors des événements de novembre 1986 et octobre 1987 et correspond à celle mise en évidence à partir des classifications. Les cartes des anomalies (Fig. 9-5b et 9-5e) confirment que les événements de CPP sont associés à des situations plus dépressionnaires au nord de la péninsule ibérique et plus anticyclonique sur l'Europe Centrale par rapport à la climatologie. L'analyse des coefficients de variation (Fig. 9-5c et 9-5f) montre que globalement les événements de CPP présentent tous la même situation synoptique : les coefficients de variation sont faibles (inférieurs à 0,03 pour le Z500hPa et inférieurs à 0,08 pour le Z850hPa). Ils sont les plus élevés sur l'Atlantique du Nord, indiquant que les différences entre les événements de CPP

résident dans l'extension du talweg et /ou dans son amplitude. Les situations sont moins fluctuantes en ce qui concerne les hautes pressions à l'est.

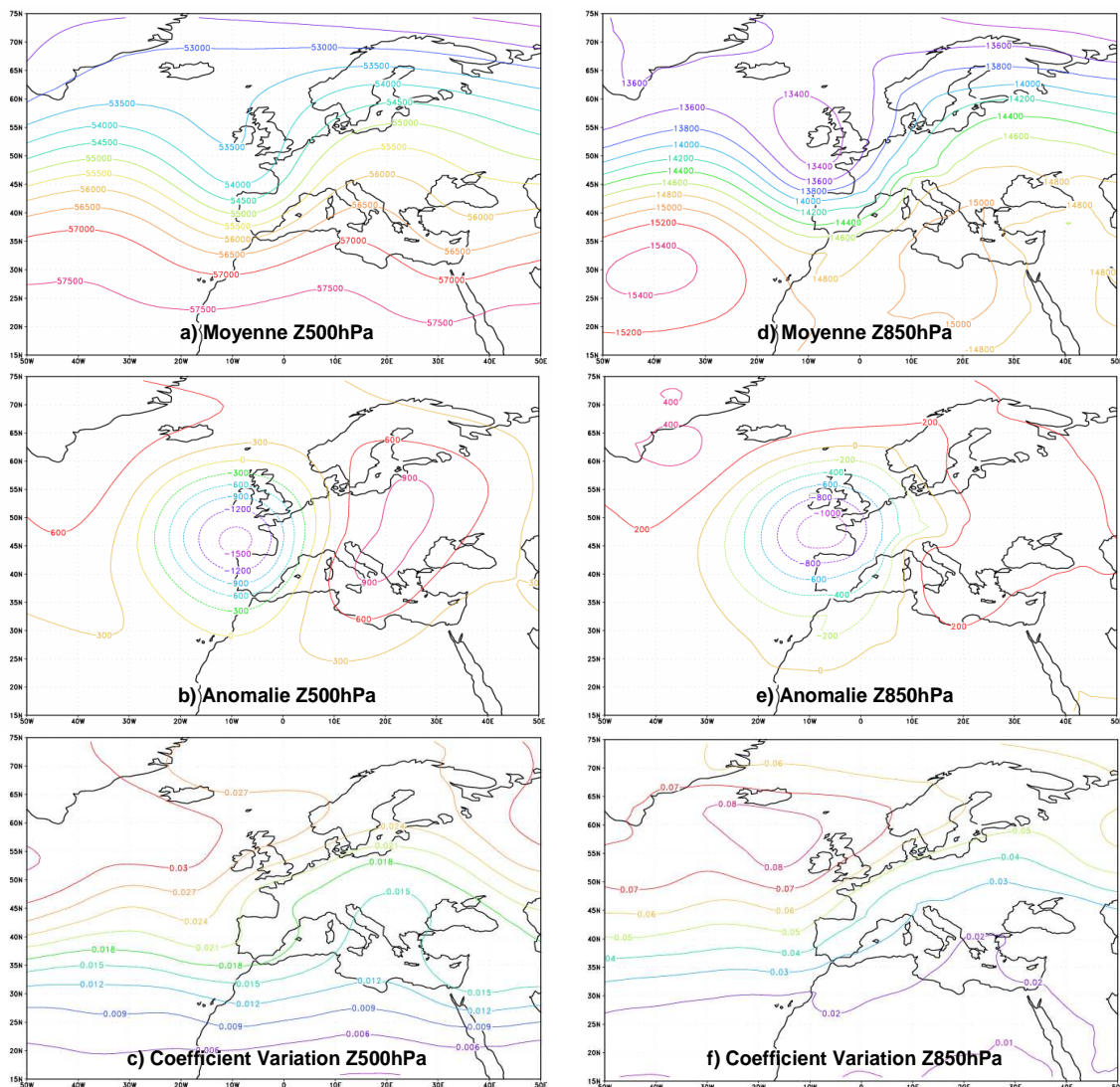


Figure 9-5 : a) Cartes composites du géopotential à 500hPa pour les évènements de CPP, b) anomalie du géopotential Z500hPa et c) coefficient de variation du Z500hPa. Les cartes d), e) et f) présentent la même chose pour le géopotential Z850hPa.

Les figures 9-6(a-f) présentent le champ d'humidité relative à 500hPa et 850hPa (moyenne, anomalie et coefficient de variation) pour les évènements de CPP. Nous retrouvons les conclusions de l'analyse des radiosondages avec les cartes composites à l'échelle synoptique : les évènements de CPP sont des évènements humides dans les basses couches (Fig. 9-6d et 9-6e). Sur la France, l'humidité relative à 850hPa est de 80% et elle est supérieure à 60% le long de la côte méditerranéenne. L'humidité relative chute à 500hPa (Fig. 9-6a).

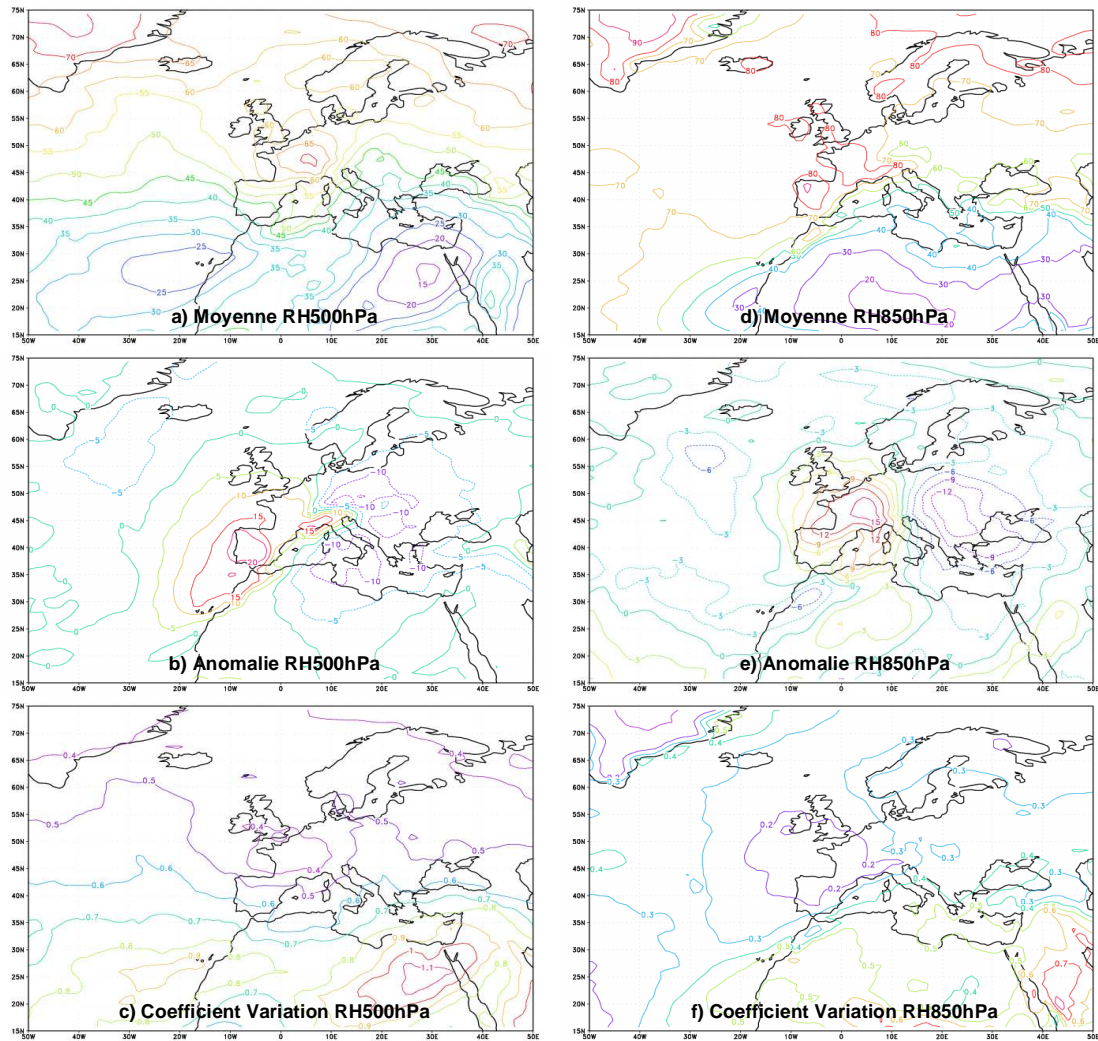


Figure 9-6 : Même légende que la figure 9-5 pour l'humidité relative (RH) à 500hPa et 850hPa.

Les cartes d'anomalie (Fig. 9-6b et 9-6e) montrent que les événements de CPP sont caractérisés par une anomalie positive d'humidité relative à 850hPa (+ 9-12% sur la Méditerranée et le sud de la France) et à 500hPa (+10%). Cette anomalie d'humidité relative est concentrée sur la France et l'Espagne. L'humidité relative à 850hPa (Fig. 9-6f) est relativement peu variable, avec un coefficient de variation de 0,2-0,3 sur la France et la Méditerranée. Par contre, ces coefficients sont plus élevés à 500hPa (Fig. 9-6c).

Finalement nous représentons sur la figure 9-7 le champ composite de géopotentiel à 500hPa superposé au champ composite d'humidité relative à 925hPa et au champ composite de vent à 925hPa. Les événements de CPP sont donc caractérisés par un flux de sud-ouest en altitude tandis que le flux est de sud/sud-est dans les basses couches. Le flux d'humidité provient bien de la Méditerranée en contournant l'Espagne, en s'intensifiant et se chargeant en humidité avant d'impacter les côtes françaises.

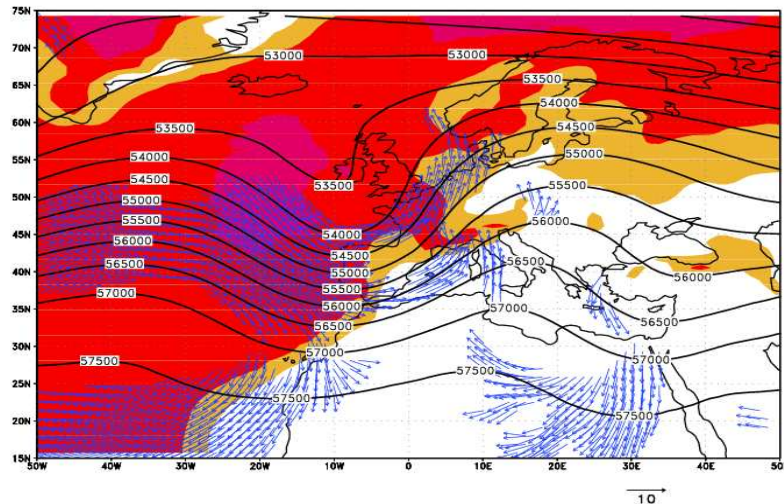


Figure 9-7 : Carte composite du géopotentiel à 500hPa (traits noirs), de l'humidité relative à 925hPa (couleur) supérieur à 70% et du vent à 925hPa (flèches bleues) (supérieur à $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$).

Variables élaborées

Nous présentons les cartes de quelques variables discriminantes calculées à partir des ERA40 afin d'identifier la structure spatiale du champ synoptique associé et déterminer si les caractéristiques de ces variables observées à partir d'un radiosondage concernent une région plus étendue.

Sur la figure 9-8 sont présentées les cartes composites des événements de CPP pour les variables suivantes : vitesse moyenne du vent (Fig. 9-8a), le cisaillement unidirectionnel (Fig. 9-8b), le cisaillement directionnel (Fig. 9-8c), les flux d'humidité potentialisés à deux altitudes différentes (Fig. 9-8d et Fig. 9-8e).

Ces cartes montrent que la vitesse moyenne du vent n'est pas seulement élevée dans la région des Cévennes mais également tout le long des côtes espagnoles, mettant ainsi en évidence un courant allant de l'Atlantique à la vallée du Rhône en contournant l'Espagne. Le cisaillement unidirectionnel dans les basses couches est constant sur la Méditerranée mais présente une diminution sur la région des Cévennes. Au contraire, le cisaillement directionnel est relativement constant sur la France et la Méditerranée mais présente une augmentation sur la région sud-ouest du Massif Central. Enfin, les flux d'humidité potentialisés sont plus importants sur le sud de la France et dans le Golfe du Lion. Nous remarquons la structure différente des flux d'humidité potentialisés entre 0-1000m (Fig. 9-8d) et 1000-3000m (Fig. 9-8e) : sur le premier kilomètre de l'atmosphère, le flux d'humidité le plus élevé est limité à la côte méditerranéenne au niveau des Cévennes. Par contre, plus en altitude, ce flux d'humidité important concerne toute la vallée du Rhône.

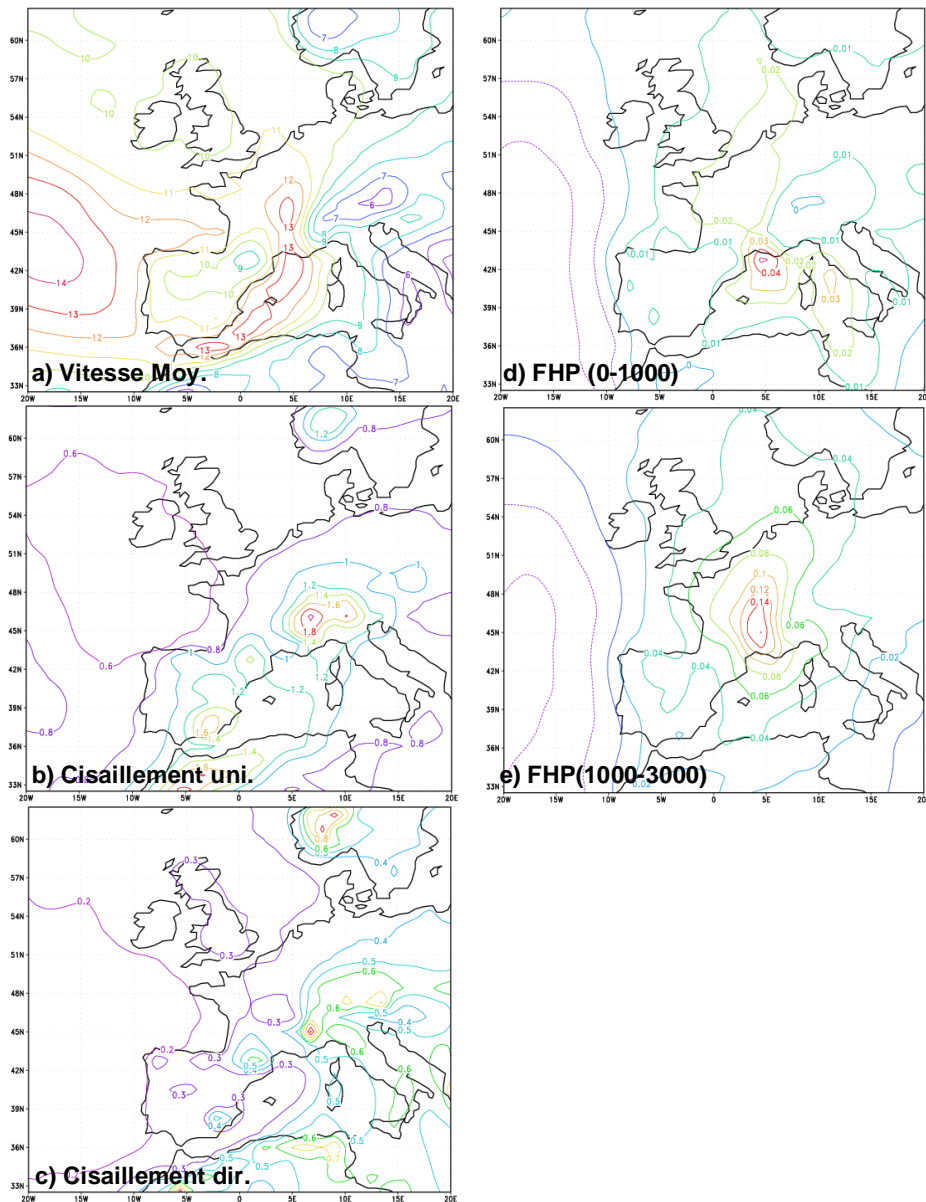


Figure 9-8 : Cartes composites sur les évènements de CPP pour a) la vitesse moyenne du vent entre 600hPa et 1000hPa, b) le cisaillement unidirectionnel entre 700hPa et 850hPa, c) le cisaillement directionnel entre 600hPa et 1000hPa, d) le flux d'humidité potentialisé entre 925hPa et 1000hPa et e) le flux d'humidité potentialisé entre 700hPa et 925hPa.

La figure 9-9 présente les différents gradients de température potentielle équivalente. Elle met en évidence la présence d'une atmosphère conditionnellement instable jusqu'à 3000m (700hPa) de l'Espagne aux Cévennes.

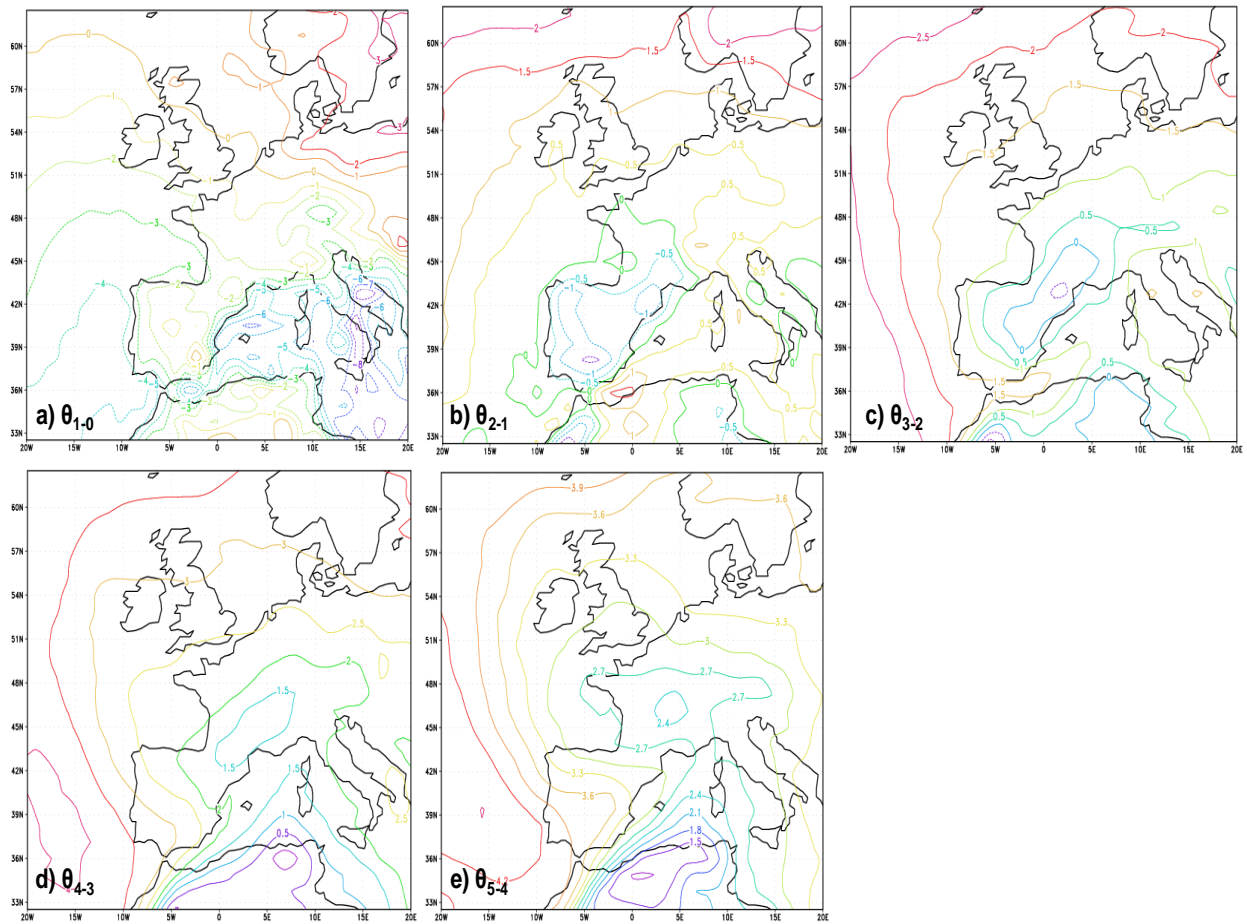


Figure 9-9 : Cartes composites sur les évènements de CPP pour les gradients de température potentielle équivalente par couches de 1000m : a) entre 0-1000m, b) entre 1000-2000m, c) entre 2000-3000m, d) entre 3000-4000m et e) entre 4000-5000m. Les gradients négatifs sont représentés par les lignes pointillées.

En conclusion, les caractéristiques mises en évidence avec les radiosondages sont confirmées sur un secteur restreint autour des Cévennes et sur la Méditerranée.

9.2.2. Comparaison évènements de CPP / Autres évènements pluvieux

Nous étudions dans cette section l'existence (ou non) de différences significatives entre les situations synoptiques associées à des flux de sud produisant des CPP et ceux produisant des précipitations sans cette structure spatiale particulière. Nous nous appuyons sur la démarche mise en place par Hellström (2005) pour l'étude d'évènements extrêmes et non extrêmes en Suède. La comparaison entre la carte composite du géopotential à 500hPa et 700hPa pour les évènements de CPP et celle réalisée sur les autres évènements pluvieux ne montre pas de différences évidentes. Pour étudier l'existence de différences significatives nous avons donc réalisé des cartes représentant les résultats du test de Student (Fig. 9-10 et 9-11). En blanc sont indiqués les secteurs où les différences ne sont pas significatives, en bleu les secteurs où les évènements de CPP ont en moyenne des valeurs

significativement inférieures à celles des autres événements et en rouge les secteurs où ces moyennes sont significativement supérieures. Rappelons que comme pour les radiosondages, la carte composite des autres événements pluvieux n'a pas de sens physique dans la mesure où elle correspond à une moyenne sur un ensemble d'événements caractérisés par des processus différents. Cette comparaison indique uniquement les anomalies de champ pour les événements de CPP par rapport aux événements pluvieux dans un flux de secteur sud.

Pour les variables de base (géopotential et humidité relative), la figure 9-10 montre que les événements de CPP présentent en moyenne une anomalie négative de géopotential à 500hPa localisée sur le Golfe de Gascogne et à 850hPa sur toute l'Europe. L'altitude des niveaux de pression 500hPa et 850hPa est donc plus basse pour ces événements sur ces régions. Pour l'humidité relative, les différences sont significatives à 850hPa sur toute la France, la Méditerranée et l'Espagne : les événements de CPP sont plus humides à 850hPa sur toutes ces zones. Par contre à 500hPa, les différences ne sont plus significatives sur les Cévennes et une partie de la Méditerranée. Les événements de CPP se distinguent des autres événements pluvieux par une humidité confinée dans les basses couches sur le bassin méditerranéen occidental.

Nous réalisons ensuite le test de Student de comparaison des moyennes pour les variables élaborées (Fig. 9-11). Les événements de CPP sont caractérisés par une anomalie positive de la vitesse du vent sur l'ensemble de la France et de la Méditerranée par rapport aux autres événements pluvieux. Il en est de même pour le cisaillement unidirectionnel. Le cisaillement directionnel présente quant à lui une anomalie négative sur le sud de la France et la Méditerranée. Nous retrouvons à travers ces comparaisons de moyennes des résultats d'études de sensibilité sur les événements de CPP. Un cisaillement unidirectionnel favorise l'organisation en bandes tandis qu'un cisaillement directionnel favorise la convection mais perturbe l'organisation spatiale des précipitations. Les autres événements pluvieux contiennent des événements de convection profonde qui peuvent être caractérisés par un cisaillement directionnel fort influençant donc la moyenne sur l'ensemble des événements et la rendant plus importante que lors des événements de CPP. Les flux d'humidité potentialisés (entre 0-1000m et 1000-3000m) sont significativement plus importants pour les événements de CPP sur l'ensemble de la Méditerranée, de la France et de l'Europe de l'est.

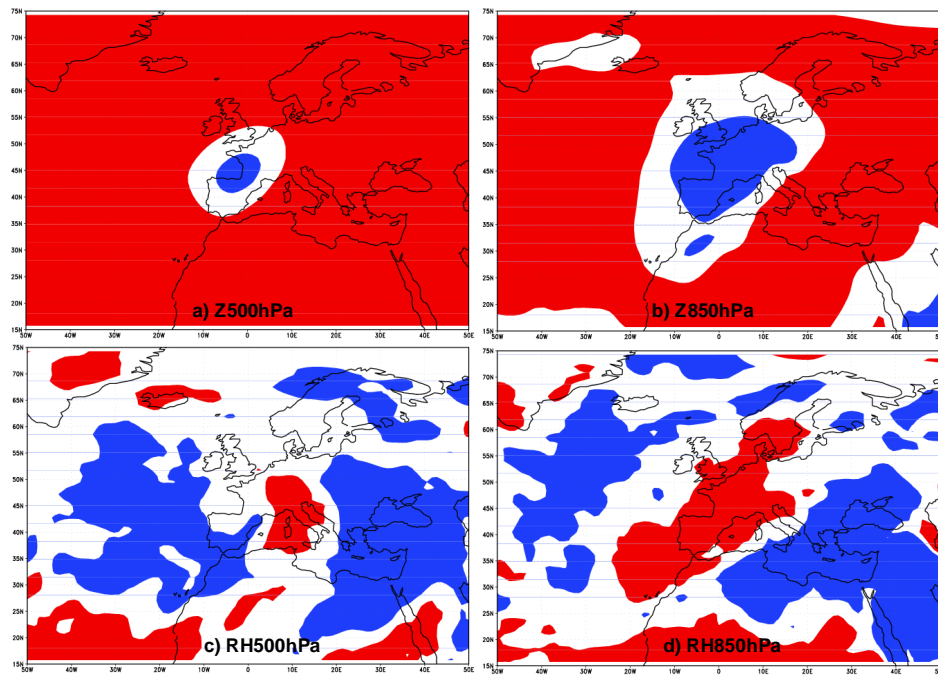


Figure 9-10 : Test de Student sur a) le géopotentiel à 500hPa, b) à 850hPa et sur l'humidité relative (RH) à c) 500hPa et d) 850hPa de comparaison des moyennes pour les événements de CPP et les autres événements pluvieux. Les zones blanches indiquent des secteurs où les différences ne sont pas significatives, les zones bleues des secteurs où les différences sont statistiquement négatives et les zones rouges des secteurs où les différences sont statistiquement positives.

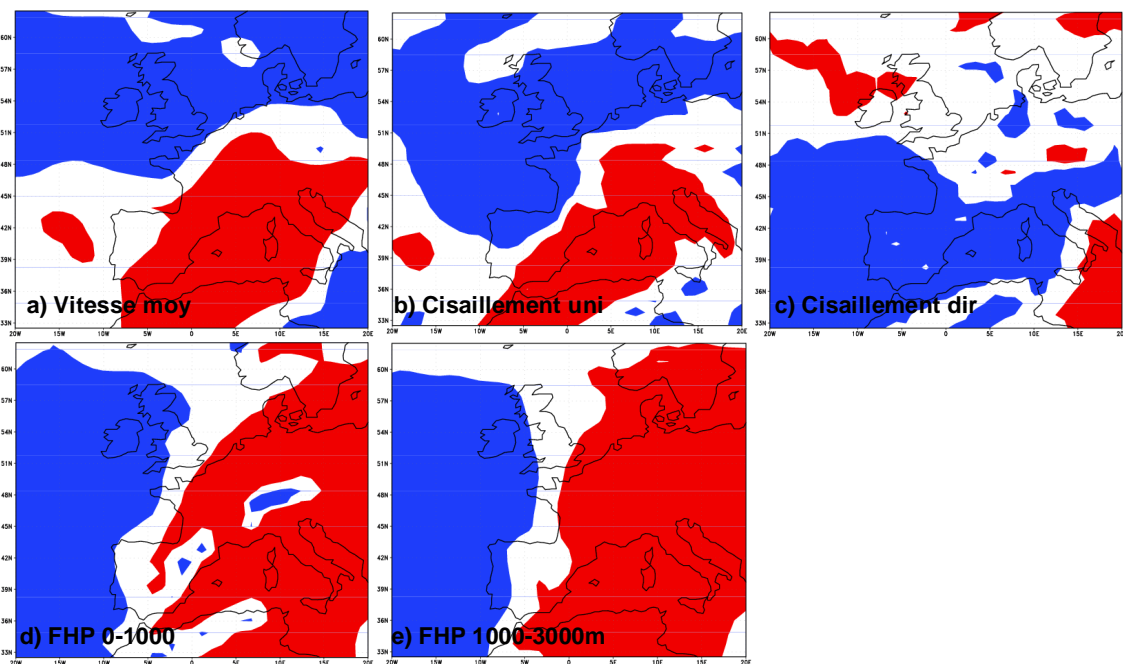


Figure 9-11 : Même légende que la figure 9-10 pour les variables élaborées a) la vitesse moyenne du vent entre 600hPa et 1000hPa, b) le cisaillement unidirectionnel entre 700hPa et 850hPa, c) le cisaillement directionnel entre 600hPa et 1000hPa, d) le flux d'humidité potentialisé entre 925hPa et 1000hPa et e) le flux d'humidité potentialisé entre 700hPa et 925hPa.

9.3 Conclusions du chapitre

Dans ce chapitre, nous avons analysé le pouvoir discriminant des classifications en types de temps existantes vis-à-vis des évènements de CPP et par rapport aux autres évènements pluvieux (mais associés à un flux de sud comme pour les évènements de CPP). Il en ressort que les trois classifications utilisées ne permettent pas de discriminer les évènements de CPP des autres évènements pluvieux pour les raisons que nous avons évoquées au 9.1.4. Cependant, la comparaison de ces évènements a montré des différences significatives pour certaines variables atmosphériques considérées à l'échelle synoptique, mettant ainsi en évidence l'existence de conditions synoptiques favorables à la formation des précipitations orographiques organisées en bandes. Ces ingrédients « grande échelle » nécessaires (talweg s'étendant de l'Islande au Golfe de Gascogne associé à une dorsale sur l'Europe Centrale, flux d'humidité intense provenant de la Méditerranée) ne sont pas suffisants pour expliquer la formation ou non des bandes de pluie. Les précipitations orographiques sont fortement dépendantes de la manière dont le flux « voit » le relief. Les caractéristiques du flux et ses modifications locales sont donc déterminantes.

Les différences significatives observées concernent des variables élaborées dans les basses couches de l'atmosphère. Il serait donc intéressant d'essayer de construire une nouvelle classification basée sur ces variables. L'intérêt de construire des classifications sur les évènements de CPP réside dans la prévision régionale de tels évènements dans un climat futur à partir des sorties des modèles climatiques globaux (Romero et al., 1999).

Synthèse de la partie III

L'objet de cette partie était de caractériser les événements de précipitations orographiques organisées en bandes à l'échelle régionale avec l'analyse des radiosondages, à plus grande échelle en considérant les situations synoptiques et les régimes de temps sur la région Cévennes Vivarais et à travers la variabilité des précipitations associées. Jusqu'à maintenant, les études sur les précipitations orographiques organisées en bandes étaient basées sur l'unique cas observé sur les Cévennes ou sur des simulations idéalisées. Leurs caractéristiques ainsi mises en évidence le sont maintenant à partir d'une étude sur plusieurs événements.

Le chapitre 7 a donc été consacré à la caractérisation des radiosondages constitutifs de notre classe de temps d'événements de CPP. Les événements de CPP sont caractérisés par une vitesse de vent élevée (supérieure à $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ dans les basses couches), une humidité relative élevée dans les basses couches (supérieure à 80% jusqu'à 850hPa puis diminution rapide), une atmosphère en instabilité conditionnelle jusqu'à 3000-4000m puis stable au-delà, un cisaillement directionnel faible et un cisaillement unidirectionnel plus important que pour d'autres événements pluvieux. L'interprétation des méthodes statistiques conduit aux mêmes conclusions en mettant en évidence les principales variables discriminantes parmi les 16 identifiées au chapitre 6 : la vitesse moyenne du vent, le flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m et 1000-3000m, le cisaillement unidirectionnel et le gradient de température potentielle équivalente entre 4000m et 5000m qui sont plus élevés en moyenne que lors des autres événements pluvieux, et le cisaillement directionnel, le gradient de température potentielle équivalente entre 1000m et 2000m et entre 2000m et 3000m qui sont plus faibles que lors d'autres événements pluvieux.

Le chapitre 8 a permis, d'une part de valider notre classe de temps et d'autre part, de caractériser la variabilité des précipitations au sein des événements de CPP. Les simulations mettent en évidence que la forme des bandes peut être très différente d'un événement à l'autre. Ces bandes sont également d'intensité variable avec une intensité moyenne de $3\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$. Les bandes de pluies se positionnent différemment sur les Cévennes mais les cellules convectives sont toujours déclenchées sur les épaulements sud-est du relief ou sur les sommets. Les mécanismes de formation associent les ondes de gravité, le soulèvement orographique et à la convergence. Cependant certaines simulations, forcées par des radiosondages appartenant au groupe des événements de CPP n'ont pas produit de bandes. L'analyse des processus n'a pas permis de mettre en évidence de différences avec les simulations ayant produit des bandes et l'analyse des radiosondages a montré que ces radiosondages en particulier étaient dans les limites de la gamme de variabilité des caractéristiques des radiosondages produisant des bandes. Une étude de sensibilité à la vitesse du vent, au profil d'humidité relative et au

cisaillement unidirectionnel a permis de montrer que l'intensité des précipitations est liée au flux d'humidité mais que la structure spatiale est liée à la vitesse du vent. Ces études confirment également le fait qu'un cisaillement directionnel permet à la convection de se développer mais détruit l'organisation en bandes tandis que le cisaillement unidirectionnel organise les cellules convectives en bandes.

Au chapitre 9, les situations synoptiques associées aux précipitations orographiques organisées en bandes ont été étudiées. Le positionnement de ces événements dans les différentes classifications en type de temps existantes et l'analyse des cartes composites sur ces événements montrent que les événements de CPP se positionnent dans les situations types à l'origine de précipitations intenses sur la région Cévenne-Vivarais, à savoir la présence d'un talweg s'étendant de l'Irlande au Portugal dont la progression des fronts associés est bloquée par une dorsale sur l'Europe Centrale. Le flux de secteur sud au dessus de la Méditerranée concentre l'humidité sur la région des Cévennes où le relief permet le déclenchement de la convection. Cependant, il n'y a pas de conditions synoptiques particulières qui permettent de distinguer, au sein des événements de secteur sud, les événements de CPP des autres événements pluvieux. Les précipitations orographiques sont fortement dépendantes de la manière dont le flux « voit » le relief. Les caractéristiques du flux et ses modifications locales sont donc déterminantes et doivent être associées à des conditions d'échelle synoptique.

Quatrième Partie

**CONTRIBUTION DES PRÉCIPITATIONS OROGRAPHIQUES
ORGANISÉES EN BANDES AU RÉGIME PLUVIOMÉTRIQUE DE LA
RÉGION CÈVENNES-VIVARAIS**

Chapitre 10

Les différentes approches possibles – Utilisation des réanalyses SAFRAN

10.1.	<i>Les différentes approches possibles</i>	268
10.1.1.	Utilisation des pluviomètres.....	268
10.1.2.	L'approche par type de temps.....	269
10.1.3.	Utilisation des résultats des simulations.....	269
10.1.4.	Utilisation des réanalyses SAFRAN.....	270
10.2.	<i>Validation des réanalyses SAFRAN</i>	270
10.2.1.	Éléments de vocabulaire.....	270
10.2.2.	Évaluation des réanalyses pluviométriques.....	272
10.2.3.	Évaluation de nos critères d'extraction avec les réanalyses SAFRAN.....	275
10.3.	<i>Conclusion sur l'utilisation des réanalyses pluviométriques SAFRAN</i>	276

L'objet de la partie IV est d'apporter des éléments de réponse quant à la part des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais.

Nous discutons dans un premier temps des différentes approches envisageables. Notre choix porte sur l'utilisation des réanalyses SAFRAN contenant les informations pluviométriques pour l'ensemble des jours pour lesquels il y a des radiosondages (1976-2005). Nous présentons également pourquoi ces réanalyses peuvent être utilisées dans une approche climatologique de quantification des pluies, alors qu'elles ne peuvent pas être utilisées pour l'extraction d'évènements de convection peu profonde organisée en bandes.

10.1. Les différentes approches possibles

Pour déterminer la contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région, plusieurs bases de données peuvent être a priori utilisées. Chacune présente cependant des limites.

10.1.1. Utilisation des pluviomètres

Nous connaissons les événements pluvieux constituant la classe de temps « convection peu profonde organisée en bandes » (Partie II). Une approche possible consisterait à utiliser les données pluviométriques du réseau de pluviomètres.

L'utilisation des données de pluies horaires permet de calculer le cumul des précipitations sur l'ensemble des heures répondant aux critères d'extraction et ainsi de déterminer la contribution des précipitations ayant les caractéristiques spatiales et temporelles recherchées. Cependant les lacunes de cet ensemble de données ne nous permettent pas de calculer la contribution de l'ensemble des événements extraits. En effet, nous ne connaissons pas les heures répondant aux critères pluviométriques pour les événements extraits à partir des méthodes statistiques.

Les données pluies journalières couvrent la totalité de la période 1958-2000. Le nombre d'événements extraits pour lesquels nous disposons d'informations sur la pluie est donc plus important, mais la contribution estimée ne serait toujours que partielle. De plus, les précipitations journalières d'un jour J correspondent au cumul des pluies du jour J à 07h au jour J+1 à 07h. Ce cumul n'est donc pas représentatif des précipitations répondant à nos critères mais correspond à la contribution des systèmes pluvieux pour lesquels le relief joue un rôle majeur. Pour l'extraction des événements orographiques, nous avons étudié les précipitations horaires sur les +/- 12h autour de l'heure du radiosondage. Il est donc nécessaire de garder la même représentativité temporelle pour l'étude de la contribution pluviométrique. Les pluies journalières seraient alors probablement représentatives plutôt des radiosondages de 18h.

Enfin, l'utilisation de données mesurées au droit de pluviomètres pose surtout la question de la représentativité spatiale de ces pluviomètres. Nous comparerons la contribution des précipitations orographiques estimée à partir des pluviomètres et à partir de réanalyses à mailles régulières au chapitre 11.

10.1.2. L'approche par type de temps

Nous considérons que le modèle météorologique MesoNH est capable de répondre avec suffisamment de précision aux différentes conditions qui lui sont imposées, une étude par types de temps devient envisageable. Supposons que les situations météorologiques synoptiques conduisant à la formation de bandes de pluie puissent être classées en situations type. Chacune de ces situations type est alors simulée, fournissant la réponse pluviométrique associée. La pondération de ces réponses par l'occurrence de la situation type correspondante donne une idée de la signature des systèmes en bandes dans le régime pluviométrique de la région.

Cependant nous avons vu au chapitre 9 que les classifications en type de temps existantes ne permettent pas de différencier les situations de convection peu profonde organisées en bandes des autres situations pluvieuses. Pour appliquer cette méthode, il est donc nécessaire de construire une classification basée sur les variables synoptiques discriminant les événements de convection peu profonde organisée en bandes. Cette classification n'a pas encore été élaborée.

De plus, cette approche par type de temps est moins précise qu'une approche basée sur l'utilisation des pluies observées ou réanalysées pour chaque jour extrait. Elle voit cependant toute son utilité pour la détermination de la contribution des précipitations orographiques dans le climat futur.

10.1.3. Utilisation des résultats des simulations

Les résultats des simulations du modèle MesoNH à la résolution 1km auraient également pu être utilisées pour contourner la difficulté liée à l'hétérogénéité spatiale de la mesure des pluviomètres. Il y a cependant deux limites principales : i) les simulations n'ont pas été initialisées sur le grand domaine avec des réanalyses de la situation synoptique des jours considérés ; l'état atmosphérique initial ne correspond pas à la situation réelle, les pluies simulées peuvent donc différer de celles observées (chapitre 8) ; ii) seulement une vingtaine de cas ont été simulés. Comment extrapoler alors les pluies simulées à l'ensemble des événements ? Une extrapolation aux événements non simulés suppose une continuité de la réponse pluviométrique à une variation des caractéristiques des radiosondages, hypothèse qui n'a pas pu être vérifiée.

10.1.4. Utilisation des réanalyses SAFRAN

La méthode finalement choisie consiste à utiliser les données pluviométriques issues des réanalyses SAFRAN. La résolution spatiale est de 8km x 8km et permet d'avoir une estimation de la pluie sur l'ensemble de la région. La période couverte par ces réanalyses (1970-2006) permet de disposer des données pluviométriques pour la totalité des dates extraites. Nous disposons des réanalyses au pas de temps horaire mais seules les réanalyses cumulées sur 24h autour du radiosondage seront considérées pour des raisons que nous détaillons dans les paragraphes suivants. Nous montrons également pourquoi, bien qu'utilisables pour une approche climatologique des précipitations orographiques organisées en bandes, les données SAFRAN ne peuvent pas être considérées pour l'extraction de tels évènements.

10.2. Validation des réanalyses SAFRAN

Dans un premier temps, une évaluation des réanalyses pluviométriques est présentée afin d'apprécier leur intérêt pour l'analyse de nos situations pluviométriques organisées en bandes. Ces données sont élaborées initialement au pas de temps journalier puis désagrégées au pas de temps horaire. La validation réalisée par Quintana Seguí et al. (2008) ne porte que sur les cumuls journaliers, et non sur les données horaires.

10.2.1. Eléments de vocabulaire

La figure 10-1 présente la région Cévennes-Vivarais sur laquelle est superposée la grille SAFRAN à la résolution de 8km x 8km. Les trois secteurs, montagne (3), piémont (2) et plaine (1) sont délimités par les traits rouges. Les points représentent le réseau de pluviomètres de la base 1972-2005. Une maille SAFRAN peut contenir plusieurs pluviomètres. Si l'affectation d'un pluviomètre à un secteur ne fait pas de doute, nous affecterons une maille SAFRAN à un secteur en fonction de la position de son coin bas et gauche.

Nous définissons également deux « opérateurs » pour le calcul des moyennes pluviométriques : un opérateur d'intégration temporelle et un opérateur de moyenne spatiale.

Dans un premier temps, nous considérerons plusieurs pas de temps de cumul des précipitations : les précipitations seront soit cumulées pour chaque radiosondage sur les heures répondant aux critères dynamiques et pluviométriques : nous parlerons alors d'**opérateur d'intégration évènementiel** ; soit les précipitations seront cumulées sur les +/-12 heures autour du

radiosondage extrait : nous parlerons alors d'*opérateur d'intégration à 24h*. Ces opérateurs d'intégration temporelle s'appliqueront pour l'ensemble des pluviomètres et des mailles SAFRAN correspondantes, sur l'ensemble de la région ou par secteurs.

Dans un deuxième temps, nous ne considérerons plus les précipitations comme des données ponctuelles mais nous les moyennerons dans les différents secteurs. L'opérateur de moyenne spatiale fait référence à la résolution spatiale des précipitations et au secteur sur lequel elles seront moyennées. Lorsque les moyennes des précipitations d'un secteur seront calculées à partir des données observées aux pluviomètres, nous parlerons d'*opérateur de moyenne spatiale aux pluviomètres*. Les moyennes des données réanalysées seront calculer de deux manières : i) en considérant toutes les mailles appartenant au secteur : il s'agira alors d'*opérateur de moyenne spatiale SAFRAN* ; ii) en ne considérant que les données réanalysées des mailles SAFRAN contenant au moins un pluviomètre. Lorsqu'une maille contient plusieurs pluviomètres, la donnée réanalysée sera prise en compte autant de fois que de pluviomètres dans la maille. Nous parlerons alors d'*opérateur de moyenne spatiale SAFRAN au droit des pluviomètres*.

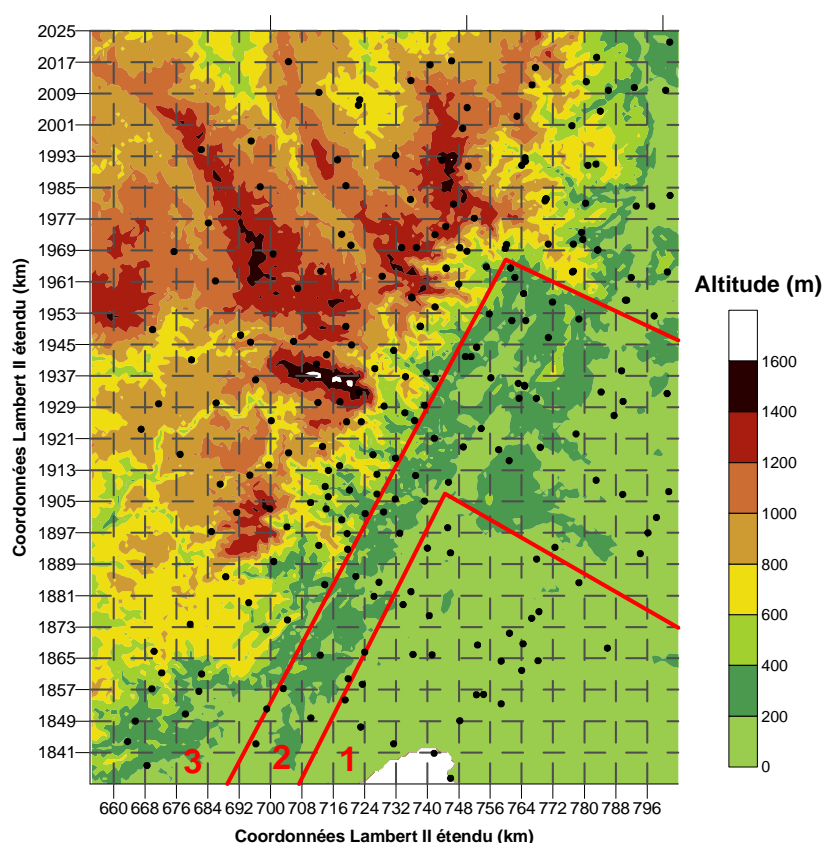


Figure 10-1 : Représentation de la région Cévennes-Vivarais en plage de couleur sur laquelle sont superposées les mailles SAFRAN à la résolution de 8km x 8km. Les traits rouges délimitent les trois secteurs : 1) plaine, 2) piémont et 3) montagne. Les points noirs représentent les pluviomètres de la base 1972-2005.

10.2.2. Evaluation des réanalyses pluviométriques

Nous évaluons les pluies horaires SAFRAN sur les 22 (5+17) dates simulées au chapitre 8 en considérant les différents opérateurs de moyenne spatiale et d'intégration temporelle. Pour des questions de lisibilité, les résultats sont illustrés avec l'évènement du 28 Août 2003, mais les conclusions restent les mêmes quelque soit la date.

Opérateur d'intégration temporelle

Nous présentons sur la figure 10-2 les précipitations horaires observées aux pluviomètres en fonction des précipitations horaires des mailles SAFRAN dans lesquelles se trouvent ces pluviomètres, pour chacune des 24 heures autour du radiosondage. Ce graphique montre qu'il n'y a pas de cohérence entre les valeurs réanalysées et les valeurs observées au pas de temps horaire. Les précipitations horaires des réanalyses SAFRAN ne sont donc pas utilisables, comme cela était attendu.

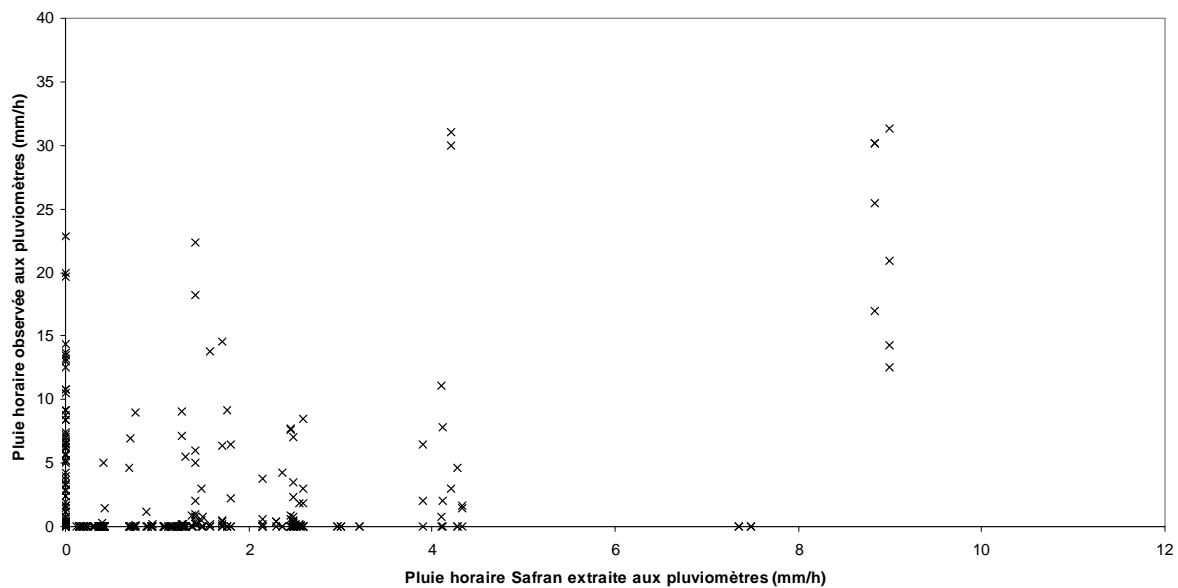


Figure 10-2 : Comparaison de la pluie horaire observée à chaque pluviomètre et de la pluie horaire issue des réanalyses SAFRAN à la maille correspondant à la localisation des pluviomètres, pour les 24 heures autour du radiosondage du 28 Août 2003 à 12h TU.

Nous considérons maintenant l'opérateur d'intégration temporelle événementiel. Le nombre d'heures répondant aux critères dynamiques et pluviométriques étant différent pour chaque radiosondage, le pas de temps d'intégration est donc variable. La figure 10-3 illustre la comparaison entre les pluies cumulées à partir des valeurs observées aux pluviomètres et les pluies cumulées issues des réanalyses au droit de ces pluviomètres. Le coefficient de détermination s'élève à 0,48. La qualité de la corrélation est fortement dépendante d'un évènement à l'autre. La figure 10-4 montre qu'il n'y a cependant pas de corrélation entre la durée de l'évènement et cette qualité de corrélation. Nous

présentons aussi les coefficients de détermination pour les 22 dates dans le tableau 10-1. Les réanalyses SAFRAN sous-estiment les cumuls pluviométriques et en l'état restent difficilement utilisables pour nos objectifs.

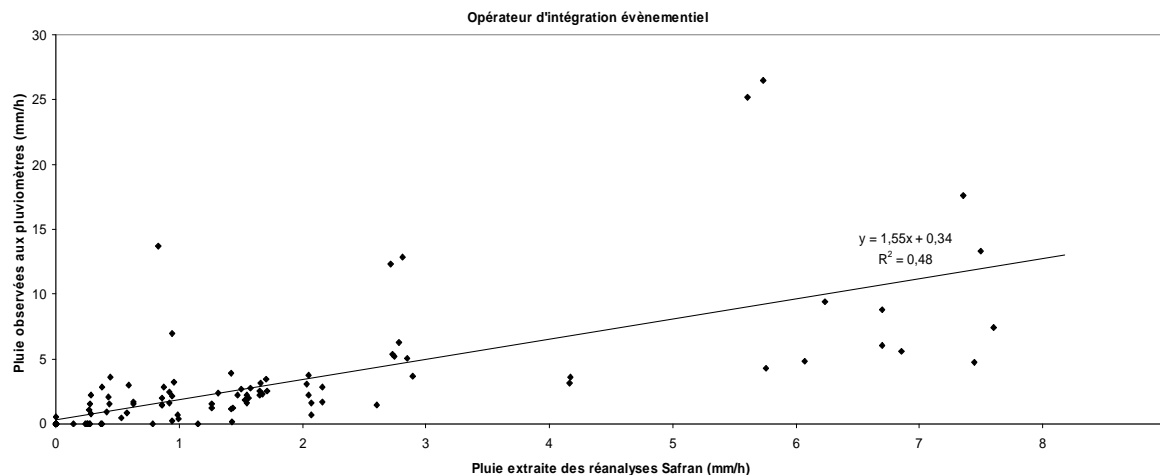


Figure 10-3 : Corrélation entre les pluies observées aux pluviomètres et réanalysées des mailles contenant les pluviomètres, avec l'opérateur d'intégration événementiel pour l'évènement du 28 Août 2003.

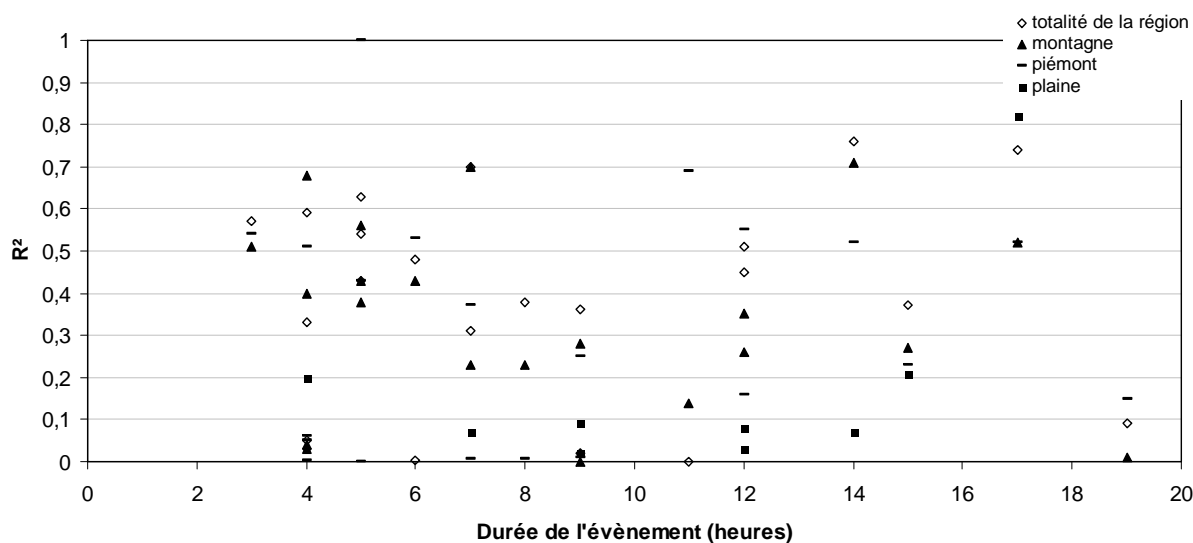


Figure 10-4 : Coefficient de détermination entre les pluies observées aux pluviomètres et les pluies réanalysées de la maille SAFRAN contenant ces pluviomètres, en fonction de la durée de l'évènement (nombre d'heures répondant aux critères dynamiques et pluviométriques) et de la localisation des pluviomètres : les losanges représentent le cas où tous les pluviomètres de la région sont pris en considération, les triangles lorsque seuls les pluviomètres de montagne sont considérés, les tirets représentent les pluviomètres de piémont et les carrés les pluviomètres de plaine.

Nous considérons ensuite l'opérateur d'intégration à 24h. La figure 10-5 illustre la même comparaison que précédemment. Le coefficient de détermination reste faible mais tend à être légèrement meilleur qu'avec l'opérateur d'intégration événementiel, en moyenne sur les 22 évènements (tableau 10-1).

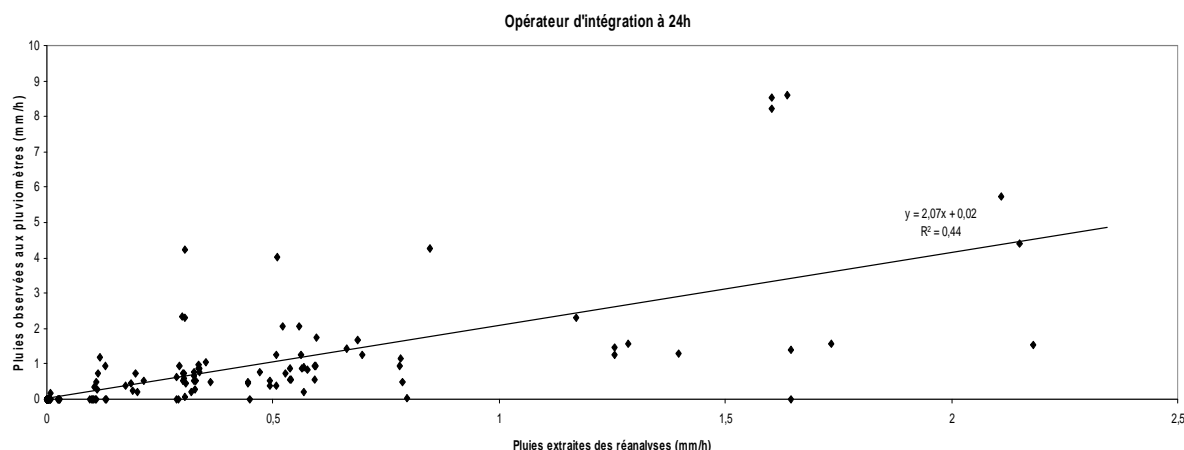


Figure 10-5 : Corrélation entre les pluies observées aux pluviomètres et réanalysées des mailles contenant les pluviomètres avec l'opérateur d'intégration à 24h pour l'évènement du 28 Août 2003

Cette analyse est reprise en tenant compte de la localisation des pluviomètres dans chaque secteur. Le tableau 10-1 montre que la corrélation est très légèrement supérieure dans le secteur montagne.

Evènements	Durée de l'évènement	Opérateur d'intégration événementiel				Opérateur d'intégration à 24h			
		Toute la région	Montagne	Piémont	Plaine	Toute la région	Montagne	Piémont	Plaine
1976082900	9	0,36	0,28	0,25	0,02	0,51	0,43	0,62	0,45
1977100612	19	0,09	0,01	0,15		0,07	0,005	0,1	
1977102112	15	0,37	0,27	0,23	0,21	0,39	0,33	0,15	0,1
1980092100	8	0,38	0,23	0,006		0,45	0,33	0,007	0,006
1980092112	7	0,31	0,23	0,007	0,07	0,44	0,34	0,01	0,07
1993042512	5	0,43	0,38	0,43		0,72	0,77	0,72	0,56
1993052712	6	0,005				0,65	0,56		
1993100612	4	0,05	0,03	0,05	0,2	0,12	0,05	0,1	0,25
1994010612	3	0,57	0,51	0,54		0,75	0,76	0,18	0,7
1994051212	7	0,7	0,7	0,37		0,43	0,45	0,06	0,62
1994091212	5	0,54	0,43	1		0,37	0,34	0,44	0,18
1996111300	4	0,33	0,4	0,004		0,77	0,76	0,62	0,009
1999030400	11	0,001	0,14	0,69		0,61	0,57	0,19	0,9
1999041412	4	0,03	0,04	0,06		0,1	0,01	0,0003	
1999081612	5	0,63	0,56	0,0005		0,61	0,54	0,17	0,07
1999092512	17	0,74	0,52	0,52	0,82	0,52	0,42	0,27	0,7
1999120912	4	0,59	0,68	0,51		0,69	0,8	0,48	0,43
2001102012	14	0,76	0,71	0,52	0,07	0,73	0,65	0,56	0,15
2003082812	6	0,48	0,43	0,53		0,44	0,39	0,36	0,38
2004081012	12	0,51	0,35	0,16	0,08	0,49	0,31	0,24	0,52
2004081712	12	0,45	0,26	0,55	0,03	0,38	0,37	0,66	0,009
2004081912	9	0,02	0,0007	0,01	0,09	0,37	0,26	0,47	0,27
MOYENNE	8	0,38	0,34	0,31	0,18	0,48	0,43	0,31	0,34

Tableau 10-1 : Coefficient de détermination entre les pluies observées aux pluviomètres et les pluies réanalysées au droit des pluviomètres, en fonction de l'opérateur d'intégration temporelle et du secteur (plaine, piémont, montagne) pour les 22 évènements simulés.

Opérateur de moyenne spatiale

L'analyse précédente est limitée pour certains évènements par le faible nombre de pluviomètres du secteur plaine (11 entre 1993-2000), nous conduisant ainsi à faire la moyenne des précipitations horaires par secteur et non plus à considérer les valeurs ponctuelles. Nous calculons alors les

coefficients de détermination entre les moyennes des précipitations horaires en fonction de l'opérateur de moyenne spatiale et de l'opérateur d'intégration temporelle. Les résultats sont présentés dans les tableaux 10-2 et 10-3.

Opérateur d'intégration événementiel	Montagne	Piémont	Plaine
opérateur de moyenne spatiale SAFRAN	0,61	0,72	0,03
opérateur de moyenne spatiale SAFRAN au droit des pluviomètres	0,71	0,73	0,03

Tableau 10-2 : Coefficient de détermination entre les moyennes calculées sur les pluies des heures répondant aux critères dynamiques et pluviométriques avec l'opérateur de moyenne SAFRAN ou l'opérateur de moyenne spatiale SAFRAN au droit des pluviomètres suivant les différents secteurs (montagne, piémont, plaine)

Opérateur d'intégration à 24h	Montagne	Piémont	Plaine
opérateur de moyenne spatiale SAFRAN	0,87	0,82	0,27
opérateur de moyenne spatiale SAFRAN au droit des pluviomètres	0,96	0,85	0,38

Tableau 10-3 : Même légende que le tableau 10-2 mais les moyennes sont calculées sur les pluies cumulées sur les +/- 12 heures autour du radiosondage

Les coefficients de détermination sont meilleurs, particulièrement pour le secteur montagne, lorsque l'opérateur de moyenne spatiale utilisé est celui « SAFRAN au droit des pluviomètres », c'est-à-dire lorsque seules les pluies des mailles SAFRAN disposant d'au moins un pluviomètre sont considérées. De même l'opérateur d'intégration à 24h conduit à de meilleurs résultats. Les conclusions établies sur l'analyse de la figure 10-5 sont également valides lorsque les données moyennées sont utilisées. La représentativité spatiale et temporelle des données SAFRAN par rapport aux données pluviométriques est donc discutable notamment pour leur utilisation dans le cadre de cette étude.

Ces résultats démontrent que les pluies horaires SAFRAN ne sont valides que si elles sont cumulées sur des pas de temps journaliers. La comparaison des données ponctuelles est cependant moins bonne que celle menée sur les moyennes par secteur. Notre étude s'appuiera donc sur les pluies horaires SAFRAN cumulées sur les 24 heures autour du radiosondage extrait.

10.2.3. Evaluation de nos critères d'extraction avec les réanalyses SAFRAN

Les réanalyses SAFRAN couvrent une période plus grande (1970-2006) que notre archive pluviométrique. Nous discutons brièvement dans cette section pourquoi ces réanalyses ne peuvent pas être utilisées pour l'extraction des événements orographiques.

Appliquer les critères pluviométriques, élaborés pour être appliqués aux données issues des pluviomètres, sur les données issues des réanalyses n'est pas cohérent car ces deux bases de données pluviométriques n'ont pas la même représentativité spatiale et temporelle. Les critères pluviométriques ont été établis pour être appliqués sur des moyennes et des intermittences calculées à partir de données

ponctuelles. Les réanalyses SAFRAN fournissent un champ de pluie discrétisé sur une surface de 64km². Pour appliquer nos critères, faut-il alors considérer l'opérateur de moyenne spatiale SAFRAN ou l'opérateur de moyenne spatiale SAFRAN au droit des pluviomètres? Nous avons réalisé deux extractions en considérant ces deux opérateurs de moyenne qui ne s'accordent que pour 65% des dates. L'impact de l'hétérogénéité spatiale des points utilisés pour le calcul des moyennes et des intermittences n'est donc pas négligeable, comme illustré par les tableaux 10-2 et 10-3. Bien sûr, il est évident que plus la résolution spatiale des pluies est fine, meilleure sera la représentation de la structure du champ de pluie. Cependant, nous ne pouvons pas considérer que les réanalyses SAFRAN ont réellement une bonne résolution spatiale pour représenter des bandes de pluie car la taille de la grille est supérieure à la largeur moyenne d'une bande. Il est également difficile de mettre en évidence l'alternance des zones pluvieuses et non pluvieuses. Pour cette même raison, les critères sur l'intermittence, utilisés pour mettre en évidence les zones non pluvieuses, ne sont pas pertinents.

La deuxième question concerne la résolution temporelle. Nous venons de montrer que les pluies issues des réanalyses SAFRAN ne sont pas validées au pas de temps horaire sur notre région et pour les dates que nous avons considérées. Or les critères pluviométriques ne sont applicables que sur des données horaires.

Nous avons essayé d'appliquer les critères pluviométriques sur les réanalyses SAFRAN en les adaptant légèrement : pas de critères sur l'intermittence, considération des mailles uniquement disposant d'un pluviomètre, cumul journalier des précipitations avant application des critères.... Aucune adaptation n'a permis de retrouver avec suffisamment de recouvrement notre classe de temps d'évènements de CPP.

10.3. Conclusion sur l'utilisation des réanalyses pluviométriques SAFRAN

En conclusion, les réanalyses pluviométriques SAFRAN ne peuvent pas être utilisées pour l'extraction d'évènements de convection peu profonde organisée en bandes, que ce soit en considérant les pluies au pas de temps horaire ou agrégées sur 24 heures autour du radiosondage. Les résolutions spatiale et temporelle des réanalyses ne permettent pas une application cohérente des critères élaborés à partir des données pluviométriques et ce même en proposant une adaptation de ces derniers. La résolution spatiale de 8km pose la question de la représentativité par rapport à un pluviomètre. Les données horaires ne peuvent être considérées uniquement comme une indication sur l'absence ou la présence de pluies pour chaque heure.

Par contre, ces réanalyses sont utilisables pour déterminer la contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais. Il est cependant nécessaire de considérer les précipitations agrégées sur les 24 heures autour des radiosondages constituant notre classe de temps.

Chapitre 11

Contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais

<i>11.1. Contribution des précipitations orographiques organisées en bandes</i>	280
11.1.1. Méthodes et données utilisées	280
11.1.2. Analyse ponctuelle et par secteurs géographiques	281
11.1.3. Contribution saisonnière	285
11.1.4. Evolution temporelle	289
<i>11.2. Contribution des précipitations liées aux structures fines du relief</i>	291
11.2.1. Méthode d'évaluation.....	291
11.2.2. Résultats	292

Il s'agit de quantifier l'apport des précipitations orographiques organisées en bandes et associées à de la convection peu profonde et de répondre à la question « Quelle est la contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais ? ».

Nous présentons tout d'abord les résultats concernant la part des précipitations orographiques organisées en bandes dans le régime pluviométrique de la région sur la période 1976-2005, les

contributions saisonnières et l'évolution temporelle de cette contribution par périodes de 10 ans. Un deuxième paragraphe sera l'occasion de déterminer globalement la part des précipitations associées aux structures fines du relief.

11.1. Contribution des précipitations orographiques organisées en bandes

Selon Fuhrer and Schär (2007), la présence de cellules convectives en bandes a d'importantes répercussions sur les précipitations moyennes annuelles. Minder et al. (2008) ont réalisé la climatologie des précipitations sur les Olympic Mountains grâce à des résultats de simulations effectuées avec le modèle régional numérique MM5 à 4km de résolution. A cette résolution, les bandes observées par Kirshbaum and Durran (2005b) ne sont pas résolues. Cependant la très bonne corrélation entre les précipitations simulées et celles observées laisse suggérer que dans cette région, l'organisation en bandes de la convection n'est pas un mécanisme dominant marquant de son empreinte la climatologie. La plupart des précipitations de cette région sont issues de conditions stables. Dans les régions où les précipitations issues d'évènements convectifs jouent un rôle majeur, l'organisation en bandes peut impacter significativement la structure du champ de pluie.

Qu'en est-il sur les Cévennes ?

11.1.1. Méthodes et données utilisées

Pour quantifier la part des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais, nous utilisons les réanalyses pluviométriques SAFRAN horaires, cumulées sur les +/- 12h autour de chaque radiosondage extrait de notre classe de temps d'évènements de CPP (les 224 radiosondages). Nous rapportons ensuite le cumul total de l'ensemble des radiosondages extraits au cumul total des précipitations SAFRAN sur la période 1976-2005. Nous regarderons également les contributions saisonnières et l'évolution de cette contribution au cours de trois périodes : 1976-1985, 1986-1995 et 1996-2005.

L'utilisation des réanalyses pluviométriques SAFRAN cumulées sur 24 heures conduit à évaluer la contribution des évènements pluvieux pendant lesquels le renforcement orographique est majeur mais ne permet pas d'évaluer la contribution des précipitations uniquement déclenchées par le relief. Par abus de langage nous parlerons tout de même de contribution des précipitations orographiques organisées en bandes.

11.1.2. Analyse ponctuelle et par secteurs géographiques

Cumul annuel moyen des précipitations

Nous décrivons tout d'abord le cumul annuel moyen des précipitations sur la période 1976-2005, soit 10958 jours. La figure 11-1 présente ce cumul pour l'ensemble de la période, pour l'ensemble des radiosondages répondant aux critères dynamiques (880 radiosondages), et enfin pour l'ensemble des radiosondages des événements de CPP.

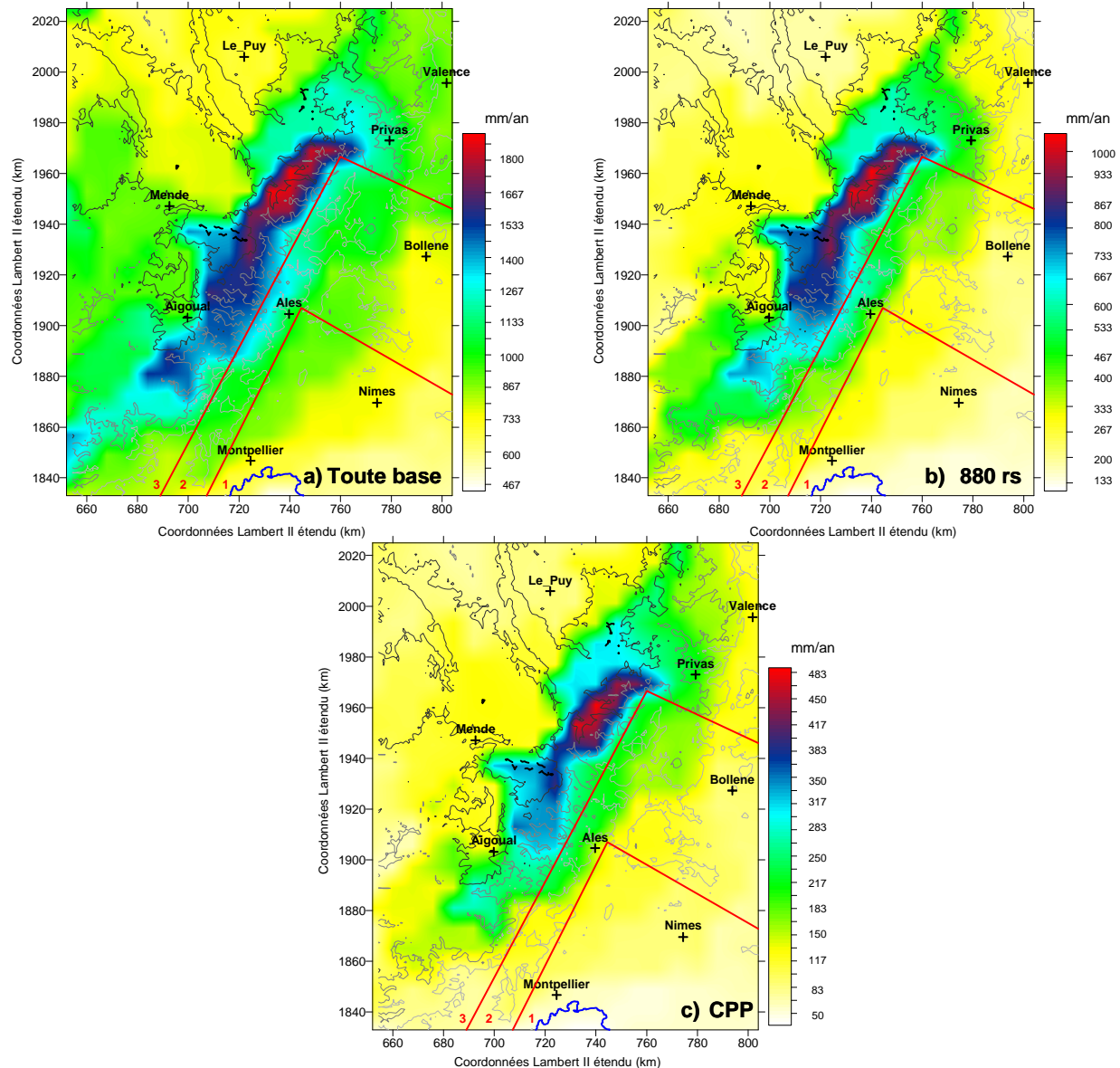


Figure 11-1 : Cumul annuel moyen ($\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$) des précipitations sur les Cévennes pour a) la période 1976-2005, b) les événements de secteurs sud à faible cisaillement directionnel (880 radiosondages (rs)) et c) les événements de convection peu profonde organisée en bandes (CPP, 224 radiosondages). Les principales villes sont représentées par les croix ; le trait de côte est représenté par la ligne bleue ; le relief est en isocontours dégradés gris à noir : 200m, 500m, 1000m et 1500m. Les lignes rouges délimitent les trois secteurs de plaine (1), piémont (2) et montagne (3). Les échelles de couleur diffèrent sur les trois cartes.

La figure 11-1a met clairement en évidence le renforcement orographique sur la région des Cévennes. Les cumuls maximum sont atteints le long de la ligne de crête, dans le secteur « montagne » puis décroissent dans le secteur « piémont » et sont minimum dans le secteur « plaine » et dans la région du Puy. Le cumul annuel moyen sur ces 30 années varie entre $467\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ au minimum près de Nîmes et au maximum $1900\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ au nord-est du Mont Aigoual.

La répartition des cumuls annuels moyens pour les évènements de secteur sud et à faible cisaillement directionnel (Fig. 11-1b) est approximativement la même. Le cumul annuel moyen maximum est de $1067\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ et le cumul annuel moyen minimum est de $133\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$. Si nous comparons les figures 11-1a et 11-1b, nous en déduisons que sur le relief, la plupart des précipitations sont associées aux évènements de secteur sud et à faible cisaillement directionnel. En effet, si nous considérons le maximum de ce cumul, la contribution à la pluviométrie totale est alors approximativement de 56% alors que le nombre de ces évènements ne représente que 8% des jours de la base 1976-2005.

Finalement, les cumuls des évènements de CPP ont la même répartition spatiale que les cumuls climatologiques. Le maximum est atteint avec $480\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ en moyenne et le minimum est de $33\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ en moyenne. La localisation des précipitations confirme notre classe de temps : nos évènements correspondent effectivement à des précipitations orographiques. En effet, les cumuls sont concentrés sur le relief, le long de la ligne de crête alors que dans la climatologie (Fig. 11-1a), les cumuls importants (en vert sur la figure 11-1a) s'étendent jusqu'à la zone de plaine.

Moyenne des précipitations non nulles

Nous analysons et comparons les précipitations moyennes par 24h, calculées sur les pluies non nulles sur l'ensemble de la période (Fig. 11-2a), pour les 880 radiosondages (Fig. 11-2b) et pour les évènements de CPP (Fig. 11-2c). Lors d'un évènement de CPP, les précipitations moyennes sur 24h sont beaucoup plus fortes que pour les deux autres cas (Fig. 11-2a et 11-2b) : $67\text{mm}/24\text{h}$ au maximum au nord-est du Mont Aigoual et sont supérieures à $40\text{mm}/24\text{h}$ le long du relief. Les intensités les plus fortes sont localisées le long de la ligne de crête. L'intensité journalière des précipitations est relativement homogène sur l'ensemble de la région pour la période 1976-2005 (Fig. 11-2a) variant entre $5\text{mm}/24\text{h}$ et $15\text{mm}/24\text{h}$. A une échelle plus fine (figures non représentées) de discrétisation de la moyenne, nous observons que l'intensité journalière augmente également avec l'altitude.

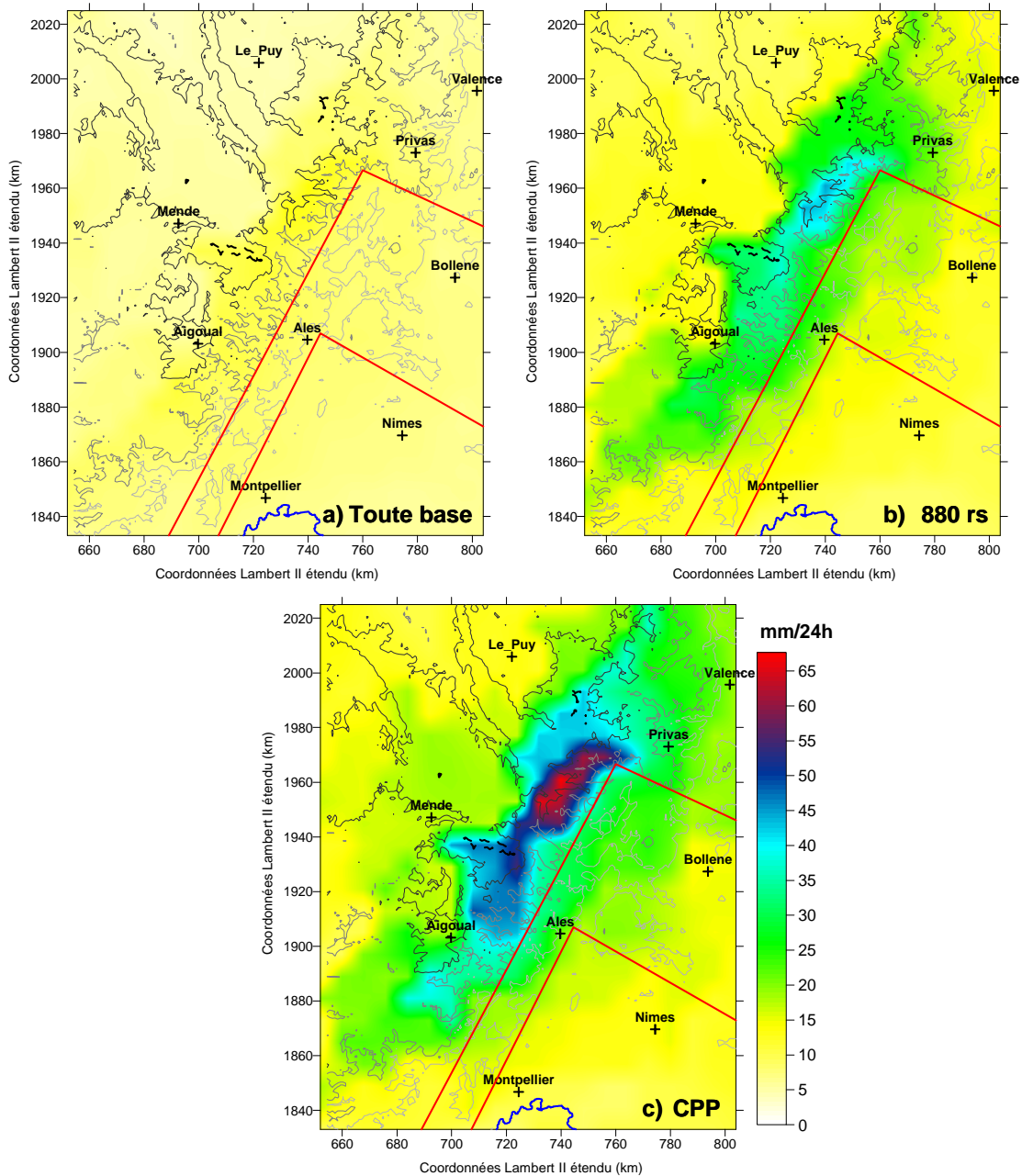


Figure 11-2 : Précipitation moyenne sur les 24h autour des radiosondages pour a) l'ensemble de la période 1976-2005, b) les 880 radiosondages et c) les évènements de CPP. Les principales villes sont représentées par les croix ; le trait de côte est représenté par la ligne bleue ; le relief est en isocontours dégradés gris à noirs : 200m, 500m, 1000m et 1500m. Les lignes rouges délimitent les trois secteurs de plaine (1), piémont (2) et montagne (3).

Pourquoi la structure en bandes des précipitations n'apparaît-elle pas sur les figures 11-1c et 11-2c ? Tout d'abord, parce que les précipitations analysées correspondent à des cumuls sur les 24h autour des radiosondages extraits. Même les heures ne répondant pas aux critères pluviométriques sont alors prises en compte. D'autre part, l'orientation des bandes est variable, ce qui a tendance à homogénéiser le champ de pluie. Enfin, la résolution spatiale de 8km x 8km n'est pas suffisante pour mettre en évidence cette organisation spatiale. La figure 11-3 illustre ce propos pour un évènement simulé au chapitre 8. La résolution de la simulation était de 1x1km² (Fig. 11-3a). Si nous agrégeons les pluies ainsi simulées sur des mailles de 8x8km², la structure en bandes disparaît (Fig. 11-3b).

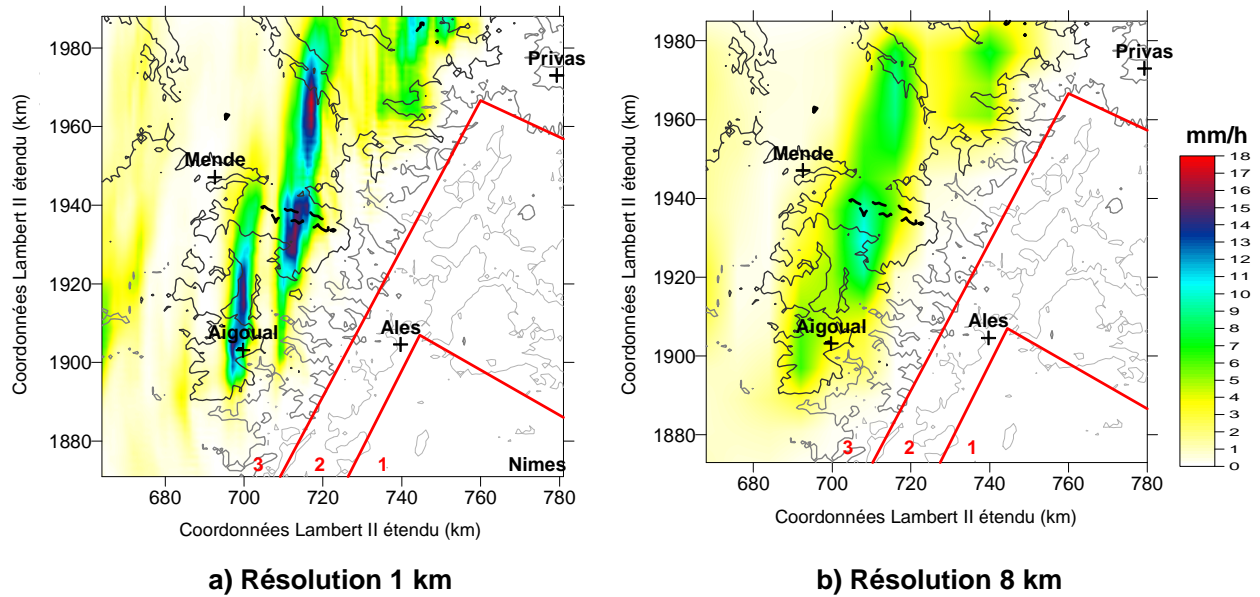


Figure 11-3: Précipitation horaire moyenne simulée pour l'évènement du 21 septembre 1980 a) résolution à 1km et b) pluie simulée à une résolution de 1km² agrégée sur des mailles de 8x8km²

Contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique

La contribution des précipitations orographiques organisées en bandes présentée figure 11-4 correspond en chaque point au rapport du cumul des précipitations sur les 224 radiosondages par le cumul des précipitations sur l'ensemble de la période 1976-2005. Nous démontrons que les évènements précipitations orographiques organisées en bandes contribuent pour 26% au maximum à la climatologie des pluies sur la région Cévennes-Vivarais alors qu'ils ne représentent que 2% des jours parmi les 10948 et 3% des jours pluvieux (8766 parmi les 10958). Les contributions moyennes par secteur sont données dans le tableau 11-1. La contribution de 14,5% sur l'ensemble de la région n'est pas négligeable. Contrairement à ce qui a été montré aux Olympic Mountains (Minder et al., 2008), le renforcement orographique associé aux évènements de CPP sur la région des Cévennes marque de son empreinte la climatologie de la région.

1976-2005	Contribution (%)
Région Cévennes-Vivarais	14,5
Plaine	10,6
Piémont	13,9
Montagne	15,3

Tableau 11-1 : Contribution moyenne (%) des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique dans les différents secteurs (plaine, piémont ou montagne) ou sur l'ensemble de la région.

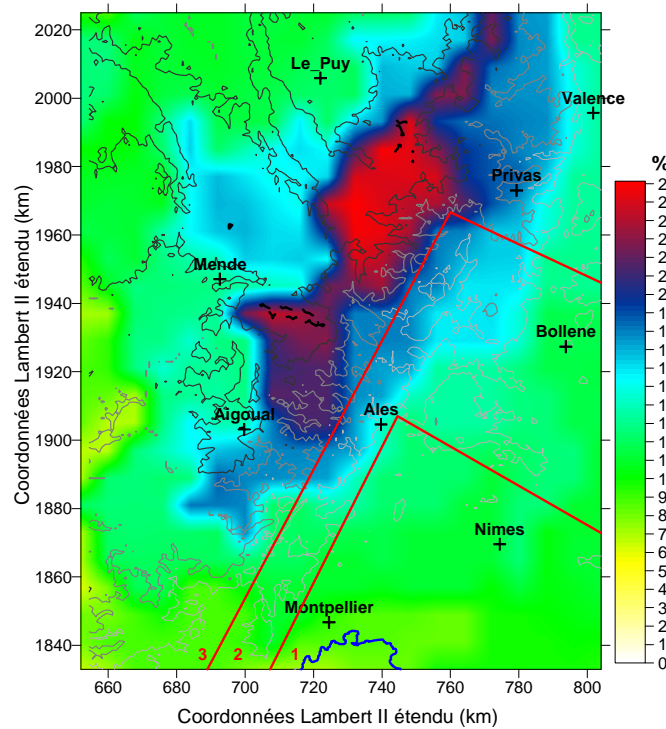


Figure 11-4: Contribution (%) des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais. Les principales villes sont représentées par les croix ; le trait de côte est représenté par la ligne bleue ; le relief est en isocontours dégradés gris à noirs : 200m, 500m, 1000m et 1500m. Les lignes rouges délimitent les trois secteurs de plaine (1), piémont (2) et montagne (3) évoqués au chapitre 1.

11.1.3. Contribution saisonnière

Nous étudions maintenant la variabilité saisonnière de cette contribution. Le tableau 11-2 récapitule le nombre de radiosondages dans chaque saison.

1976-2005	Printemps (M-A-M)	Ete (J-J-A)	Automne (S-O-N)	Hiver (D-J-F)
Toute base (10958 jours)	2760(2242 pluvieux)	2760(2144 pluvieux)	2730 (2241 pluvieux)	2708(2139 pluvieux)
CPP (224 radiosondages)	41	42	116	25

Tableau 11-2 : Répartitions du nombre de jours (et nombre de jours pluvieux) ou de radiosondages par saisons sur la période 1976-2005.

Dans la climatologie, le cumul des précipitations sur la région est le plus important en automne, puis au printemps et en hiver et enfin en été. Pour les événements de CPP, la saison cumulant le plus de pluie sur la région est l'automne, suivi du printemps, de l'été et enfin de l'hiver. Le tableau 11-3 récapitule les cumuls et les intensités journalières moyennes sur les pluies non nulles, sur l'ensemble de la région. Que ce soit dans la climatologie ou pour les événements de CPP, les intensités journalières moyennes sont maximum en automne.

La contribution saisonnière des événements de CPP peut se considérer de différentes façons. Dans un premier temps nous regardons la contribution des événements de CPP de chaque saison aux

précipitations totales d'une même saison (Fig. 11-5). Puis nous regardons la contribution des événements de CPP en fonction des saisons à l'ensemble des précipitations de la climatologie (Fig. 11-6). Finalement nous regardons la contribution des événements de CPP de chaque saison à l'ensemble des précipitations associées aux événements de CPP (Fig. 11-7). La figure 11-5c montre que la saison dont la climatologie des pluies est la plus affectée par les événements de CPP est l'automne. Pour chaque saison, la contribution des événements de CPP varie dans l'espace. Ce ne sont pas les mêmes secteurs qui sont affectés par les précipitations associées aux événements de CPP. Au printemps (Fig. 11-5a), ces précipitations contribuent au régime pluviométrique de la saison sur l'ensemble du secteur montagneux (piémont et montagne) avec une légère augmentation de la contribution à l'ouest de Privas. En été (Fig. 11-5b), leur contribution est la plus importante le long de la crête, entre le Mont Aigoual et Privas. Cette contribution s'étend en plaine. En hiver (Fig. 11-5d), seul le secteur montagne est principalement concerné par la contribution des précipitations associées aux événements de CPP et particulièrement la zone à l'ouest de Privas, comme au printemps.

Sans surprise, la figure 11-6 indique que ce sont les précipitations associées aux événements de CPP d'automne qui contribuent le plus à l'ensemble de précipitations sur la période 1976-2005. Les événements de CPP d'hiver (Fig. 11-6d) ont la contribution la plus faible globalement sur la région. Les précipitations associées aux événements de CPP d'automne (Fig. 11-6c) contribuent principalement aux précipitations totales le long de la crête. Celles de printemps (Fig. 11-6a) et d'été (Fig. 11-6b) contribuent aux précipitations totales le long de la crête mais aussi au nord-ouest de la région Cévennes-Vivarais, tandis que celles d'hiver contribuent le plus aux précipitations totales sur les crêtes et dans le secteur sud-est de la région.

Finalement, nous analysons la contribution des précipitations associées aux événements de CPP de chaque saison à l'ensemble des précipitations associées aux événements de CPP (Fig. 11-7). Les cumuls de précipitations des événements de CPP sont les plus importants en automne sur l'ensemble de la région (Fig. 11-7c). Au printemps, ces précipitations (Fig. 11-7a) sont les plus importantes au nord-ouest de la région et sur le piémont. En été (Fig. 11-7b), c'est sur l'extrême nord-ouest que ces précipitations sont les plus importantes. Et finalement la plupart des précipitations des événements CPP d'hiver sont les plus importantes dans le secteur sud-est (Fig. 11-7d).

	1976-2005	1976-1985	1986-1995	1996-2005
Toute base	10958(8766 pluvieux)	3653(2744 pluvieux)	3652(2856 pluvieux)	3653(3166 pluvieux)
CPP	224	63	49	112

Tableau 11-4 : Répartitions du nombre de jours (et nombre de jours pluvieux) ou de radiosondages par périodes de 10ans.

Les intensités moyennes journalières sur les pluies non nulles (non montrées) n'évoluent pas, elles sont approximativement les mêmes en chaque point de grille en fonction des périodes. La figure 11-8 présente les contributions des précipitations de CPP de chaque période à la pluviométrie totale de la période considérée.

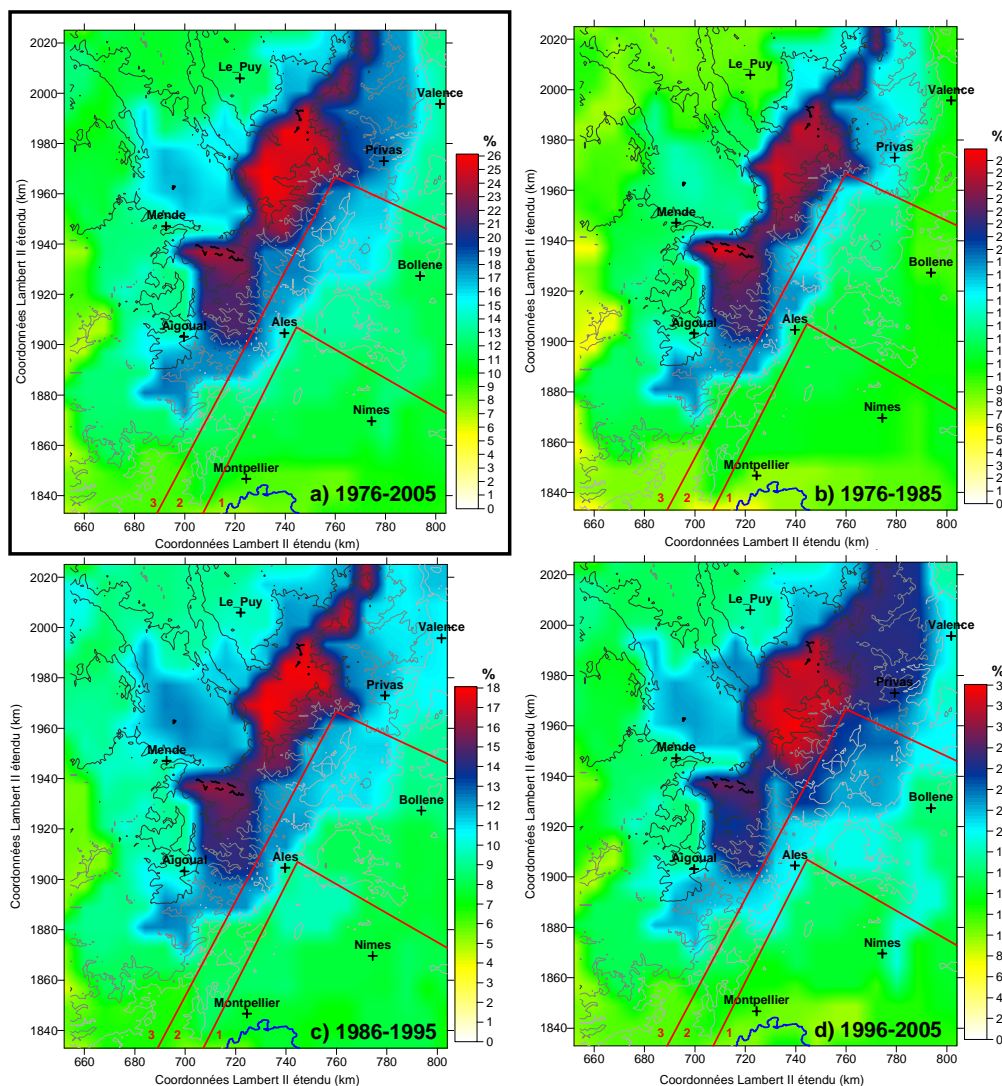


Figure 11-8 : Contribution (%) des précipitations associées aux évènements de CPP au régime pluviométrique en fonction des périodes : a) 1976-2005, b) 1976-1985, c) 1986-1995 et d) 1996-2005. Les échelles ne sont pas les mêmes pour les 4 cartes.

La période 1996-2005 est celle pour laquelle les contributions sont les plus importantes. Les intensités journalières moyennes des évènements de CPP n'ayant pas évolué, c'est donc le nombre d'évènements de CPP qui a augmenté. L'analyse de la structure spatiale de ces contributions montre que les

précipitations de CPP entre 1976-1985 sont plus concentrées le long de la crête que durant les autres périodes. La contribution s'étend au piémont et à la plaine entre 1986-1995 et seulement au piémont entre 1996-2005 et au nord de Mende à partir de 1986. Le tableau 11-5 récapitule les contributions moyennes par secteurs et par périodes.

Contribution (%)	1976-2005	1976-1985	1986-1995	1996-2005
Région Cévennes-Vivarais	14,5	13,7	10,2	19,2
Plaine	10,6	10,2	8	13,7
Piémont	13,9	12,8	9,4	19,1
Montagne	15,3	14,6	10,8	20,3

Tableau 11-5: Contribution (%) des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique dans les différents secteurs (plaine, piémont ou montagne) ou sur l'ensemble de la région en fonction de la période considérée.

11.2. Contribution des précipitations liées aux structures fines du relief

Les précipitations orographiques organisées en bandes sont liées en partie à l'existence de caractéristiques petites échelles du relief. Ces structures fines du relief contribuent également au renforcement des précipitations lors d'évènements qui ne sont pas exclusivement de convection peu profonde, notamment lors d'épisodes de convection profonde comme le montre Ricard (2002). Dans ce paragraphe nous tentons d'évaluer la part des précipitations liées aux structures fines du relief dans la climatologie des précipitations de la région Cévennes-Vivarais.

11.2.1. Méthode d'évaluation

Pour ce faire, nous utilisons la classification de Météo-France en 4 classes de temps. Cette classification a déterminé les principaux régimes de temps associés aux évènements intenses sur les Cévennes. Les évènements de précipitations orographiques organisées en bandes se retrouvent principalement dans les classes 1 et 4. Nous supposons donc que les structures fines du relief renforcent et/ou déclenchent des précipitations pour les évènements classés dans ces régimes de temps et lorsque les radiosondages à Nîmes correspondant répondent aux critères dynamiques (donc parmi les 880 radiosondages). Pour évaluer l'apport supplémentaire de ces précipitations lors des évènements intenses nous procédons ainsi :

- Détermination du nombre d'évènements intenses des classes 1 (N_1) et 4 (N_4) appartenant aux 880 radiosondages mais qui ne sont pas des évènements de convection peu profonde organisée en bandes.
- Détermination des intensités moyennes journalières des pluies non nulles pour les évènements de convection peu profonde organisée en bandes appartenant à la classe 1 (Moy_1) et ceux appartenant à la classe 4 (Moy_4).

- L'apport supplémentaire des précipitations liées aux structures fines du relief de ces nouveaux évènements correspond alors à $N_1 \times Moy_1 + N_4 \times Moy_4$

L'utilisation de cette approche nous contraint cependant à n'étudier la contribution de ces précipitations que sur la période 1976-2001

11.2.2. Résultats

Entre 1976 et 2001, 57 évènements (N_1) SRE (au sens de Météo France, chapitre 2) répondent aux critères dynamiques et appartiennent à la classe 1 tandis que 25 (N_4) répondent aux critères dynamiques et appartiennent à la classe 4. La figure 11-9 présente les intensités journalières moyennes des pluies non nulles des évènements de CPP classés dans la classe 1 (Moy_1) (Fig. 11-9a) et dans la classe 4 (Moy_4) (Fig. 11-9b) sur la période 1976-2001. Nous observons que ces précipitations orographiques sont les plus intenses pour la classe 4. L'extension spatiale des précipitations les plus intenses est limitée sur le relief le long de la ligne de crêtes pour les évènements de la classe 1.

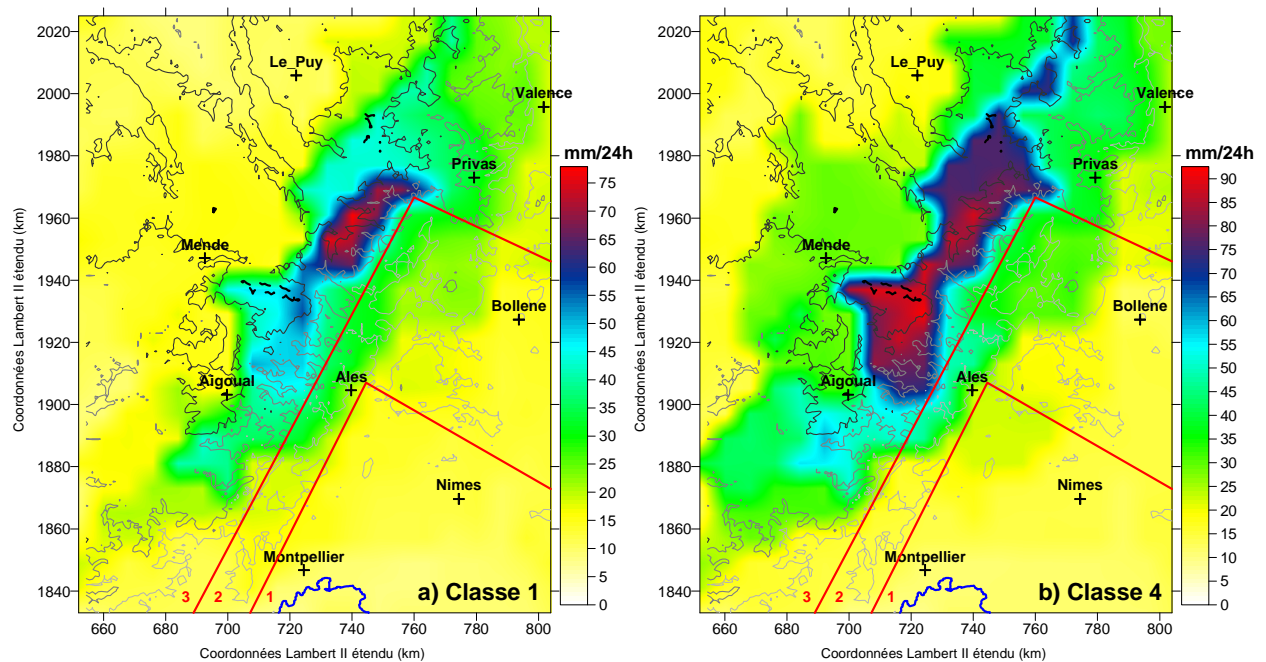


Figure 11-9: Intensités journalières moyennes des pluies non nulles des évènements de CPP appartenant à a) la classe 1 et b) la classe 4 de la classification de Météo-France. Les échelles de couleur ne sont pas les mêmes.

La figure 11-10b donne alors une estimation de la contribution des évènements SRE répondant aux critères dynamiques sur la période 1976-2001. La figure 11-10a illustre pour comparaison la contribution des évènements de CPP déterminée comme au 11.2 mais entre 1976 et 2001.

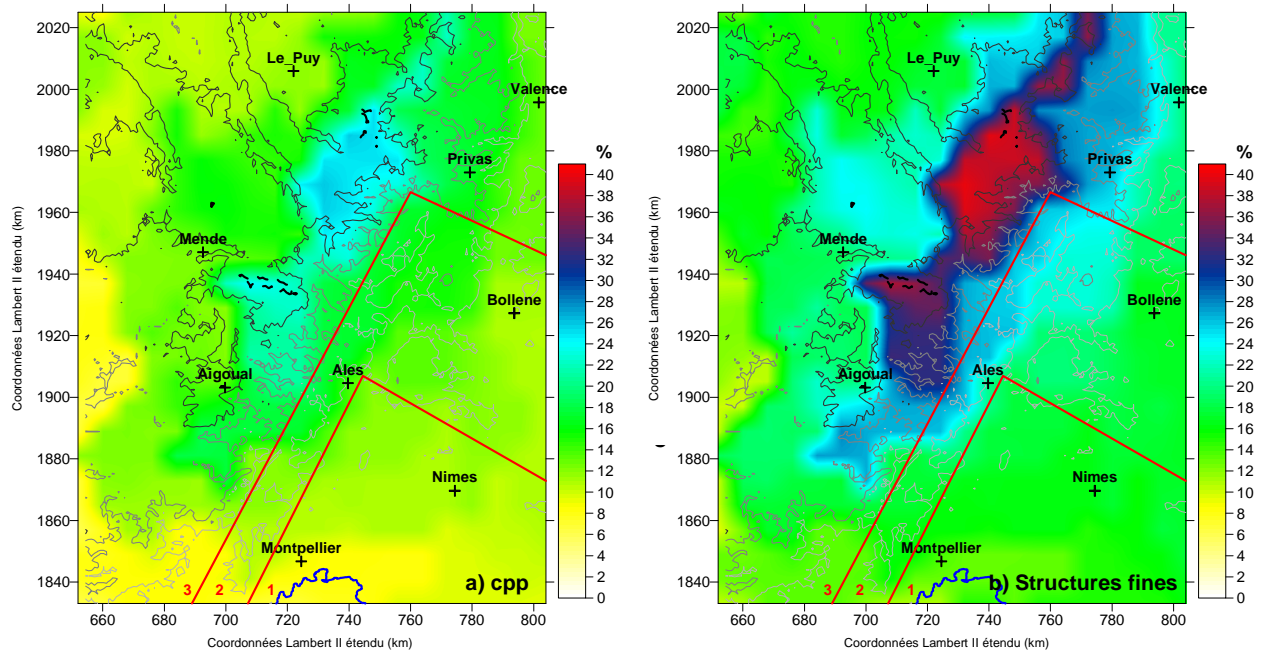


Figure 11-10: Contribution (%) des évènements avec a) des précipitations orographiques organisées en bandes à la pluviométrie totale entre 1976-2001 et b) total des évènements de CPP et des évènements SRE répondant aux critères dynamiques.

La prise en compte de ces évènements supplémentaires n'est donc pas négligeable, la contribution maximale passant de 26% à 40% ! Le tableau 11-6 compare les contributions moyennes par secteur pour les deux cas.

1976-2001	Contribution (%) CPP	Contribution (%) structures fines
Région Cévennes-Vivarais	13	20
Plaine	10	16
Piémont	13	20
Montagne	16	22

Tableau 11-6 : Contribution par secteurs en pour les évènements uniquement de convection peu profonde organisée en bandes (CPP) et pour les évènements pour lesquels les structures fines du relief sont à l'origine de précipitations ou renforcent les précipitations existantes.

Pour conclure, nous illustrons sur la figure 11-11 ce qu'aurait donné l'estimation des contributions à partir des données pluviométriques journalières du réseau sol. La méthode de calcul est exactement la même que celle utilisée jusqu'à présent. Elle est simplement appliquée au droit de chaque pluviomètre. Une extrapolation linéaire est ensuite réalisée pour obtenir les contributions sur l'ensemble de la région. La période considérée est 1976-2000. Les problèmes d'extrapolation évoqués par Groisman and Legates (1994), Sinclair et al. (1997) et Dingman (2002) sont ainsi mis en évidence et confortent notre choix d'avoir utilisé les réanalyses SAFRAN.

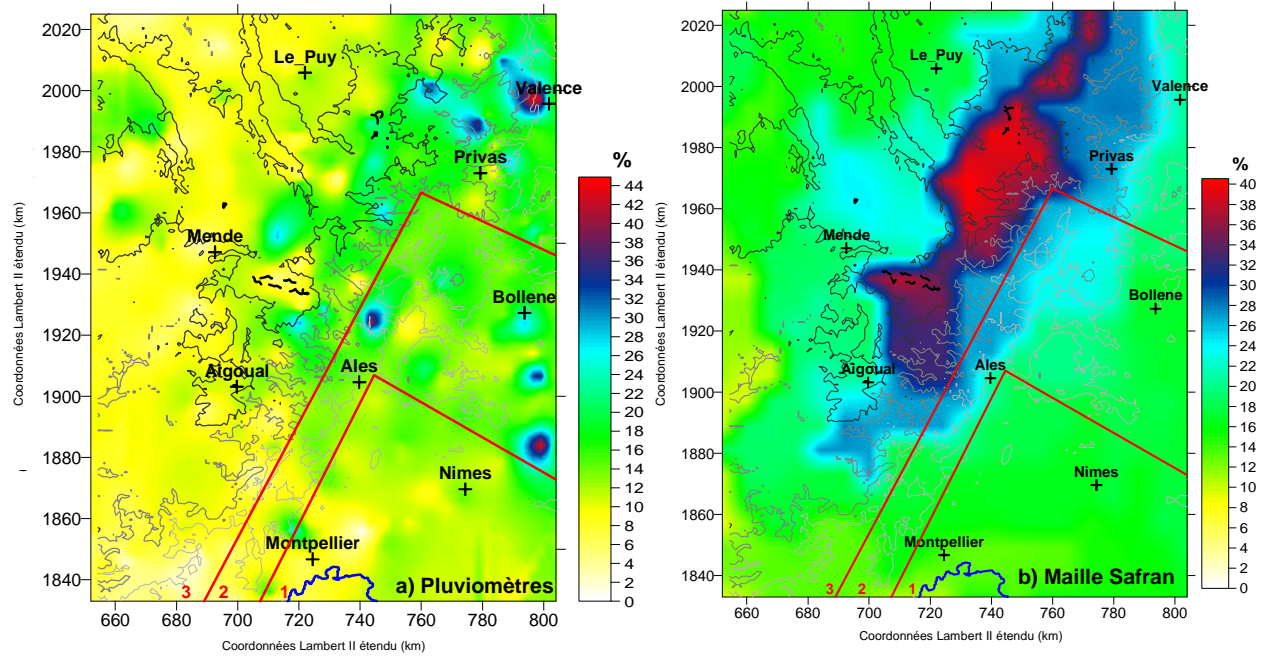


Figure 11-11 : Contributions (%) des événements durant lesquels les structures fines du relief influencent les précipitations calculées a) à partir du réseau de pluviomètres journaliers et b) à partir des mailles SAFRAN sur la période 1976-2000.

Synthèse de la partie IV

L'objet de cette partie est de déterminer la contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais sur la période 1976-2005. Une classe de temps de tels évènements a été élaborée en partie 2. Cette classe de temps nous fournit ainsi les dates des évènements qu'il convient de considérer pour calculer le cumul des précipitations orographiques organisées en bandes.

Le chapitre 10 explique le choix des données utilisées pour évaluer cette contribution : les réanalyses pluviométriques SAFRAN horaires cumulées sur les +/- 12h autour des radiosondages extraits sont considérées.

Le chapitre 11 détermine la contribution des précipitations orographiques associées à de la convection peu profonde (CPP) et organisées en bandes sur les Cévennes. Pour ce faire, le rapport des précipitations cumulées de CPP à la pluviométrie totale sur la période 1976-2005 est déterminé pour chacune des mailles SAFRAN de la région Cévennes-Vivarais. La contribution moyenne par secteur (montagne, piémont, plaine) est également présentée ainsi que les contributions saisonnières et les évolutions temporelles (1976-1985, 1986-1995, 1996-2005). Finalement l'intérêt se porte sur la contribution totale des précipitations influencées par les structures fines du relief.

Les résultats sont les suivants : les évènements dont les précipitations sont déclenchées et/ ou renforcées par le relief contribuent au maximum à 40% de la pluviométrie de la région dans le secteur nord-ouest du Mont Aigoual. Sur le relief, la contribution dépasse généralement les 20%. La moyenne des contributions est de 22% dans le secteur montagne, 20% dans le secteur piémont et encore de 16% dans le secteur plaine. Une légère augmentation de cette contribution est à noter à partir de 1996, liée à la présence d'un plus grand nombre d'évènements de convection peu profonde organisée en bandes. Finalement, cette contribution est majoritaire durant les mois d'automne.

Conclusions et Perspectives

« Une question est une demande d'information qui reçoit une réponse. Un problème est une question qui peut recevoir plusieurs réponses. Il y a de multiples réponses à ce problème, aucune n'est solution, aucune ne clôt le problème, aucune ne peut prétendre à devenir plus qu'une réponse parmi d'autres »

Eric-Emmanuel Schmitt, « *L'évangile selon Pilate* »

CONCLUSIONS

Ce travail propose une réponse à la problématique « Quelle est la contribution des précipitations orographiques organisées en bandes au régime pluviométrique de la région Cévennes-Vivarais ? »

Les recherches sur les précipitations orographiques organisées en bandes sont nécessaires pour caractériser leur impact sur le cycle de l'eau continental, tant d'un point de vue événementiel à travers une mise en eau hétérogène des bassins contribuant ainsi au risque hydrologique, que d'un point de vue climatologique pour la répartition des ressources en eau à l'échelle du territoire. Ces recherches demeurent difficiles par manque d'observations à des pas de temps et d'espace suffisamment fins. Actuellement, les observations radar sur les Cévennes ne sont disponibles dans le cadre de l'OHMCV que pour quelques événements depuis 2000, ce qui limite l'approche climatologique. D'autre part, la position de ces radars, en plaine, ne permet pas d'observer systématiquement les événements de précipitations orographiques organisées en bandes dont l'extension verticale est limitée aux premiers kilomètres de l'atmosphère (3-4km). Par ailleurs, toute étude climatologique doit être accompagnée d'une approche cognitive où les processus physiques associés aux événements étudiés doivent être examinés en détail.

Ma thèse répond aux trois objectifs suivants : i) élaboration d'une classe de temps composée d'événements de convection peu profonde organisée en bandes, ii) étude des processus associés et enfin iii) analyse de leur contribution au régime pluviométrique de la région. Ma recherche propose une méthode de détection et d'analyse de tels événements à partir d'une approche combinant l'analyse physique et l'utilisation de méthodes statistiques, permettant de passer ainsi de l'étude de cas à une

validation climatologique. Tout au long de ce travail, j'ai souhaité mettre en évidence l'intérêt d'associer approches physiques et statistiques pour la compréhension des processus.

A l'issue de ce travail, nous disposons d'une classe de temps de 224 évènements de convection peu profonde organisée en bandes. A partir de cet ensemble d'évènements et de simulations numériques avec MesoNH, nous avons étudié les caractéristiques génériques des radiosondages caractéristiques de ces évènements et mis en évidence la variabilité des conditions atmosphériques pouvant conduire au déclenchement de précipitations orographiques organisées en bandes. L'étude des conditions synoptiques montre qu'il existe des conditions grandes échelles favorables à l'apparition de ces évènements. Cependant ces conditions de grande échelle sont également celles favorables au déclenchement de systèmes convectifs de meso-échelle. La convection peu profonde organisée en bandes s'explique principalement par des conditions locales, en particulier par la manière dont la masse d'air voit la topographie, ce qui dépend de la vitesse du vent, de sa direction, de son profil vertical, de l'humidité de la masse d'air dans les basses couches et de sa stabilité. Ce travail valide, d'un point de vue climatologique, les 20 heures de précipitations orographiques organisées en bandes de novembre 1986 et octobre 1987. D'autre part, nous avons mis en évidence la variabilité de la structure spatiale de ces précipitations, dont la structure (rapport longueur sur largeur) dépend principalement des caractéristiques du vent (vitesse, direction, cisaillement). L'intensité pluvieuse est également variable, dépendant principalement du flux d'humidité de la masse d'air. Ces précipitations orographiques organisées en bandes sont observées individuellement mais persistent également au sein d'une activité convective plus développée.

Nous avons également montré que ces précipitations orographiques de convection peu profonde étaient, pour certaines, identifiées à des évènements intenses ou extrêmes selon la définition de Météo-France. L'évaluation de leur contribution au régime pluviométrique de la région est donc primordiale tant d'un point de vue évènementiel que climatologique. Les précipitations orographiques organisées en bandes contribuent au maximum pour 40% à la pluviométrie dans certains secteurs (crêtes, nord-ouest du Mont Aigoual). En moyenne, sur le relief, la contribution dépasse généralement les 20%.

Les conclusions de ce travail reposent sur de nombreuses hypothèses : une remise en question des critères dynamiques et pluviométriques pourrait conduire à l'élaboration d'une tout autre classe de temps d'évènements de CPP. Notamment, une étude de sensibilité de ces critères au réseau pluviométrique serait donc nécessaire. Que deviendrait cette classe de temps si des critères pouvaient être élaborés en chaque point de grille ?

PERSPECTIVES

Les perspectives de ce travail sont multiples. Nous venons de montrer que les précipitations orographiques organisées en bandes contribuent au régime pluviométrique de la région sur la base d'une première élaboration d'une classe de temps de tels évènements. Afin d'affiner cette base et de mieux comprendre les processus physiques associés, des moyens d'observations spécifiques pourraient être mis en place dans le cadre de la phase d'observation intensive pendant la campagne HYMEX, notamment en déployant des radars bandes X en zone de relief, en réalisant des radiosondages de basses couches dans les différentes vallées, en densifiant le réseau de pluviomètres et de disdromètres afin de documenter la variabilité des précipitations sous les bandes. Ce système d'observation nous aiderait à comprendre les processus associés à la convection peu profonde et à documenter la transition entre la convection peu profonde et profonde. La méthode mise au point dans ce travail pourrait également être adaptée à d'autres régions : Crête, Italie, Baléares...

D'un point de vue hydrologique, la poursuite de cette étude doit s'envisager en parallèle avec l'évaluation de l'impact de ces champs pluvieux sur les débits des rivières. La mise en eau différenciée des bassins par des précipitations d'intensité faible mais de longue durée aura assurément un impact sur le déclenchement des crues. L'évaluation de cet impact doit se faire d'une part en étudiant simplement la réponse des bassins à une pluie peu intense mais continue sur plusieurs heures où la répartition est hétérogène, et d'autre part en étudiant leur réponse à un évènement plus intense (système convectif de meso-échelle par exemple), les sols ayant été auparavant saturés par un épisode orographique organisé en bandes.

D'un point de vue climatologique, l'établissement de la variabilité des conditions atmosphériques liées aux systèmes en bandes doit permettre d'établir des types de temps et leur occurrence associés à ces évènements. Les classifications existantes ne sont pas pertinentes pour expliquer précisément ces évènements. Il est donc nécessaire de construire une nouvelle classification permettant de distinguer les évènements de convection peu profonde organisée en bandes des autres évènements pluvieux à partir des variables discriminantes ici mises en évidence. L'établissement de ces types de temps devrait permettre de déterminer l'impact du changement climatique sur les précipitations orographiques organisées en bandes et l'évolution de leur contribution au régime pluviométrique. En effet, les modèles de circulation générale sont plus à même de représenter des types de temps que de représenter l'occurrence d'évènements extrêmes. Si nous connaissons les précipitations orographiques associées à un type de temps et la fréquence de ce type de temps dans le climat actuel, la connaissance de la modification de la fréquence de ce type de temps dans un climat futur permettra de déterminer la modification de la contribution des précipitations orographiques.

Références

- Alpert, P.**, 1986: Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **25**, 532-545
- Alpert, P. and H. Shafir**, 1989: Mesoscale distribution of orographic precipitation: numerical study and comparison with precipitation derived from radar measurements. *Journal of Applied Meteorology*, **28**, 1105-1117
- Alpert, P., H. Shafir and W. Cotton**, 1994: Prediction of mesoscale orographic precipitation. *Trends in Hydrology*, **1**.
- Alter, J.C.**, 1919: Normal precipitation in Utah. *Monthly Weather Review*, **47**, 633-636
- Amari, S., N. Murata, K. Muller, M. Finke, and H. Yang**, 1996: Statistical theory of overtraining-Is cross validation asymptotically effective? *Advances in neural information processing systems*, MIT press, **8**, 176-182
- Amari, S., N. Murata, K. Muller, M. Finke, and H. Yang.**, 1997: Asymptotic statistical theory of overtraining and cross-validation. *IEEE Trans. Neural Networks*, **8**, 985-996
- Anders, A.M, G.H Roe and D.R Durran**, 2004: Conference notebook: orographic precipitation and the form of mountain ranges. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **85**, 498-499
- Anders, A.M, G.H. Roe, B. Hallet, D.R. Montgomery, N.J. Finnegan and J. Putkonen**, 2006: Spatial patterns of precipitation and topography in the Himalaya. *Tectonics, Climate and Landscape Evolution: Geological Society of America Special Paper*, **398**, S.D Willett et al., Eds., Geological Society of America, 39-53
- Anders, A.M, G.H Roe, D.R Durran and J.M Minder**, 2007: Small scale spatial gradients in climatological precipitation on the Olympic peninsula. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 1068-1081
- Anders AM, GH Roe, DR Montgomery and B Hallet**, 2008. Coupled evolution of topography and orographic precipitation in varied climates. *Geology*, in press
- Andrieu, H., J.D. Creutin, G. Delrieu, J. Leousoff and Y. Pointin**, 1989 : Radar data processing for hydrology in the Cévennes region. *Remote Sensing and Large Scale Global Processes*, **186**
- Andrieu, H., J.D. Creutin, G. Delrieu and D. Faure**, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part 1: radar measurement interpretation. *Journal of Hydrology*, **193**, 1-25
- Angot, A.**, 1912: Mémoires, *Annales du Bureau central météorologique*, **tome 1**
- Angot, A.**, 1919 : Régime pluviométrique de la France, *Annales de Géographie*, **28 (151)**, 1-57
- Anquetin, S., F. Miniscloux, J-D. Creutin and S. Cosma**, 2003: Numerical simulation of orographic rainbands. *Journal of Geophysical Research*. **108**, CIP 11 1-13
- Anquetin, S., JD. Creutin, G. Delrieu, V. Ducrocq, E. Gaume and I. Ruin**, 2004: Increasing the forecasting lead time of weather driven flash floods, Final Report. Institute for Environment and Sustainability, Joint Research Centre.
- Anquetin, S., N. Yu, B. Hingray and G. Teiser**, 2009: Synoptic factors associated to Flash-Flood. *Journal of Hydrology*, **soumis**
- Astling, E.G.**, 1984: On the relationship between diurnal mesoscale circulations and precipitation in a mountain valley. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **23**, 1635-1644
- Avissar, R. and Y. Liu**, 1996: Three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land surface forcing. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 7499-7518
- Bankert, R.**, 1994: Cloud classification of AVHRR imagery in maritime regions using a probabilistic neural network. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 909-918
- Banta, RM**, 1990: The role of mountain flows in making clouds. *Atmospheric processes over complex terrain, in Meteorological Monograph*, **23**, 173-228, Boston, Massachusetts: American Meteorological Society.
- Barcilon, A., J.C Jusem and S. Blumsack**, 1980: Pseudo-adiabatic flow over a two dimensional ridge. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, **16**, 19-33

- Barcilon, A. and D. Fitzjarrald**, 1985: A nonlinear steady model for moist hydrostatic mountain waves, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **42**, 58-67
- Barros, A.P and D.P Lettenmaier**, 1993: Dynamic modelling of the spatial distribution of precipitation in remote mountainous areas. *Monthly Weather Review*, **121** (3), 1195-1214
- Barros, A.P and D.P Lettenmaier**, 1994: Dynamic modelling of orographically induced precipitation. *Reviews of Geophysics*, **32** (3), 265-284
- Barros, A.P and R.J Kuligowski**, 1998: Orographic effects during a severe wintertime rainstorm in the Appalachian Mountains. *Monthly Weather Review*, **126**, 2648-2672
- Barros, A.P, M. Joshi, J. Putkonen, and D.W. Burbank**, 2000: A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in central Nepal using TRMM products and raingauge observations. *Geophysical Research Letters*, **27**, 3683-3686
- Barrows, H.K**, 1933: Precipitation and runoff and altitude relations for Connecticut River. *Transactions-American Geophysical Union*, **14**, 396-406
- Barstad, I., W.W. Grabowski and P.K. Smolarkiewicz**, 2007: Characteristics of large scale orographic precipitation: evaluation of linear model idealized problems. *Journal of Hydrology*, **340**, 78-90
- Barthlott C., U. Corsmeier, C. Meissner, F. Braun and C. Kottmeier**, 2006: The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain. *Atmospheric Research*, **81**, 150-175
- Basist, A., G.D Bell and V. Meentemeyer**, 1994: Statistical relationships between topography and precipitation patterns, *Journal of Climate*, **7**, 1305-1315
- Beaumont, C., P. Fullsack and J. Hamilton**, 1992: Erosional control of active compressional orogens. *Thrust Tectonics*, K.R McClay, Ed., Chapman and Hall, 1-18
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascard and E. Richard**, 2001: A mass flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 869-886
- Ben Daoud, A, E. Sauquet, M. Lang, C. Obled and G. Bontron**, 2009: Comparison of 850-hPa relative humidity between ERA40 and NCEP/NCAR re-analyses: detection of suspicious data in ERA40. *Atmospheric Science Letters*, **10**, 43-47
- Bengtsson, L., K.I Hodges and S. Hagemann**, 2004: Sensitivity of the ERA40 reanalysis to the observing system: determination of the global atmospheric circulation from reduced observations, *Tellus*, **56A**, 456-471
- Bénichou, P.**, 1995: Classification automatique de configurations météorologiques sur l'Europe occidentale. Monographie, Météo-France
- Bennani, Y.**, 2006: *Apprentissage connexionniste (In French)*. Hermès, 361pp
- Bergeron, T.**, 1965: On the low level redistribution of atmospheric water caused by orography. In IAMAP/WMO (Ed.), *Proc.Int.Conf.On Cloud Physics*, Suppl. Proc.Int.Conf.Phys, Tokyo, pp.96-100
- Bergeron, T.**, 1968: Studies of the oreigenic effect on the areal fine structure of rainfall distribution. Rapport report No.6, Meteorological Institute, Uppsala University
- Bishop, C.**, 1996: *Neural networks for pattern recognition*, Charendon press, 482pp
- Boé, J., L. Terray, F. Habets and E. Martin**, 2006: A simple statistical dynamical downscaling scheme based on weather types and conditional resampling. *Journal of Geophysical Research*, **111**, D23106
- Boé, J. and L. Terray**, 2007: Régimes de temps et desegregation d'échelle. Colloque SHF, Lyon, mars 2007
- Bois, P., C. Obled, M.-F. Saintignon, and H. Mailloux**, 1997: *Atlas expérimental des risques de pluies intenses (2ème ed.) (in French)*. Grenoble : Pôle Grenoblois et de recherche pour la prévention des risques naturels.
- Bonacina, LCW.**, 1945: Orographic rainfall an dits place in the hydrology of the globe. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **71**, 41-55
- Bontron, G. and C. Obled**, 2005: A probabilistic adaptation of meteorological model outputs to hydrological forecasting. *La Houille Blanche*, **1**, 23-28.

- Boroneant, C., G. Plaut, F. Giorgi and X. Bi**, 2006: Extreme precipitation over the Maritime Alps and associated weather regimes simulated by a regional climate model: Present day and future climate scenarios. *Theoretical and Applied Climatology*, **86**, 81-99
- Boudevillain, B., S. Argence, C. Claud, V. Ducrocq, B. Joly, A. Joly, D. Lambert, O. Nuissier, M. Plu, D. Ricard, P. Arbogast, A. Berne, JP. Chaboureau, B. Chapon, F. Crépin, G. Delrieu, E. Doerflinger, B. Funatsu, PE Kirstetter, F. Masson, K. Maynard, E. Richard, E. Sanchez, L. Terray and A. Walpersdorf**, 2009 : Cyclogenèses et précipitations intenses en région méditerranéenne. *La Météorologie*. In Press.
- Bougeault, P., and P. Lacarrère**, 1989: Parameterization of orography-induced turbulence in a meso-beta model. *Monthly Weather Review*, **117**, 1870-1880
- Bougeault, P, B. Benech, P. Bessemoulin, B. Carissimo, A. Jansa, J. Pelon, M. Petitdidier and E. Richard**, 1997: PYREX: A summary of findings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 637-650
- Bougeault, P. and P. Mascart**, 2001: The MesoNH atmospheric simulation system: Scientific Documentation, Météo-France, CNRS
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, R. Houze, J. Kuettner, R.B Smith, R. Steinacker and H. Volkert**, 2001: The MAP special observing period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 433-462
- Browning, KA., FF. Hill, and CW Pardoe**, 1974: Structure and mechanism of precipitation and the effect of orography in a wintertime warm sector. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **100**, 309-330
- Browning, K.A**, 1980: Structure, mechanism and prediction of orographically enhanced rain in Britain. In *Orographic effects in planetary flows*, pp. 85-114. World Meteorological Organization
- Bruintjes, R.T, T.L. Clark and W.D Hall**, 1994: Interactions between topographic air-flow and cloud / precipitation development during the passage of a winter storm in Arizona. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 48-67
- Brun, E., E. Martin, V. Simon, C. Gendre and C. Coléou**, 1989: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology.*, **35**, 333-342
- Brun, E., P. David, M. Sudul and G. Brunot**, 1992: A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*. **38**, 13-22
- Brundson, C., J. McClatchey and D.J Unwin**, 2001: Spatial variations in the average rainfall altitude relationship in Great Britain: an approach using geographically weighted regression, *International Journal of Climatology*, **21**, 455-466
- Buzzi, A., N. Tartaglione, C. Cacciamano, T. Paccagnella and P. Patrino**, 1995: Preliminary meteorological analysis of the piedmont flood of november 1994. *MAP News Letter*, **2**, 2-6
- Buzzi, A., N. Tartaglione and P. Malguzzi**, 1998: Numerical simulations of the 1994 piedmont flood: role of orography and moist processes. *Monthly Weather Review*, **126**, 2369-2383
- Buzzi, A., and L. Foschini**, 2000: Mesoscale meteorological features associated with heavy precipitation in southern alpine region. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **72**, 131-146
- Cacoullos, T**. 1973: *Discriminant analysis and applications*. Academic Press, 434pp
- Caine, N.**, 1980: The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler Series A-Physical Geography*, **62**, 23-27
- Caniaux, G., J-L. Redelsperger and J-P. Lafore**, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast moving squall line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2046-2074
- Caracena, F., R.A Maddox, L.R Hoxit and C.F Chappell**, 1979: Mesoscale analysis of the Big Thompson storm. *Monthly Weather Review*, **107**, 1-17
- Caudill, M.**, 1991: Neural network training tips and techniques. *AI Expert*, **6**, 56-61
- Cavazos, T.**, 1997: Downscaling large scale circulation to local winter rainfall in north-eastern Mexico. *International Journal of Climatology*, **17**, 1069-1082
- Chang, A.T.C, J.L Foster, P. Gloersen, W.J. Campbell, E.G Josberger, A. Rango and Z.F Danes**, 1987: Estimating snowpack parameters in the Colorado River Basin, *Proc.Large Scale effects of seasonal snow cover*, Vancouver, BC, Canada, International Union of Geodesy and Geophysics, IAHS Publication, **166**, 343-353

- Chen, C.S and J.M Huang**, 1999: A numerical study of precipitation characteristics over Taiwan Island during the winter season. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **70**, 167-83
- Chen, SH. and YL. Lin**, 2005a: Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three dimensional mesoscale mountain, *Meteorology and Atmospheric Physics*, **88**, 1-21
- Chen, SH and YL. Lin**, 2005b: Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 331-350
- Cheng, B., and D. Titterington**, 1994: Neural networks: a review from a statistical perspective. *Statistical Science*, **9**, 2-54
- Chiao, S. and YL. Lin**, 2003: Numerical modelling of an orographically enhanced precipitation event associated with tropical storm Rachel over Taiwan. *Weather and Forecasting*, **18**, 325-344
- Chu, CM., and YL Lin**, 2000: Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two dimensional conditionally unstable flow. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **57**, 3817-3837
- Chua, S.H and L. Bras**, 1982: Optimal estimators of mean areal precipitation in regions of orographic influence. *Journal of Hydrology*, **57**, 23-48
- Clark, DB., CM. Taylor and A.J. Thorpe**, 2004: Feedback between the land surface and rainfall at convective length scales. *Journal of Hydrometeorology*, **5**, 625-639
- Colle, B.A, and B.F Smull**, 1999: An observational and numerical study of a cold front interacting with the Olympic Mountains during COAST IOP5. *Monthly Weather Review*, **127**, 1310-1334
- Colle, BA**, 2004: Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: an idealized modelling perspective. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 588-606
- Colle, B.A**, 2008: Two dimensional idealized simulations of the impact of multiple windward ridges on orographic precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **65 (2)**, 509-523
- Collier, C.G**, 1975: A representation of the effects of topography on surface rainfall within moving baroclinic disturbances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **101**, 407-422
- Conway, H. and C.F Raymond**, 1993: Snow stability during rain. *Journal of Glaciology*, **39**, 635-642
- Corradini, C. and F. Melone**, 1989: Spatial structure of rainfall in mid-latitude cold front systems. *Journal of Hydrology*, **105**, 297-316
- Cosma, S.**, 2000: Simulations numériques à haute résolution de systèmes précipitants intenses sur orographie complexe. Thèse de doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse
- Cosma, S., E. Richard and F. Miniscloux**, 2002: The role of small-scale orographic features in the spatial distribution of precipitation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 1-18
- Coulibaly, P., F. Anctil and B. Bobbée**, 2000: Daily reservoir inflow forecasting using artificial neural networks with stopped training approach. *Journal of Hydrology*.
- Creutin, J.D and C. Obled**, 1982: Objective analysis and mapping techniques for rainfall fields. *Water Resources Research*, **18 (2)**, 413-431
- Creutin, J.D, H. Andrieu, and D. Faure**, 1997: Use of a weather radar for the hydrology of a mountainous area. Part 2: radar measurement validation. *Journal of Hydrology*, **193**, 26-44
- Daly, C., R.P. Neilson and D.L Phillips**, 1994: A statistical-topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 140-158
- Delrieu G., V. Ducrocq, E. Gaume, J. Nicol, O. Payrastre, E. Yates, H. Andrieu, P.A Ayrat, C. Bouvier, J.D. Creutin, M. Livet, S. Anquetin, M. Lang, L. Neppel, C. Obled, J. Parent-duchatelet, G.M Saulnier, A. Walpersdorf and 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(1)**, 34-52
- Dettinger, M., K. Redmond and D. Cayan**, 2004: Winter orographic precipitation ratios in the Sierra Nevada-Large Scale atmospheric circulations and Hydrologic consequences. *Journal of Hydrometeorology*, **5**, 1102-1116
- Dingman, S.I**, 2002: Physical hydrology: Upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall, 646pp.

- Dittman, E., S. Barth, J. Lang and G. Müller-Westermeier**, 1995: Objektive Wetterlagenklassifikation, Berichte der Deutsche Wetterdienstes, 197
- Doswell, CA., C. Ramis, R. Romero, S. Alonso**, 1998: A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western Mediterranean. *Weather and Forecasting*, **13**, 102-124
- Douglas, C.K.M and J. Glasspoole**, 1947: Meteorological conditions in heavy orographic rainfall in the british isles. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **73**, 11-38
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.P Lafore and F. Orain**, 2002: Storm scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over France: on the importance of the initial humidity field. *Weather Forecasting*, **17**, 1236-1256
- Ducrocq, V., C. Lebeaupin, T. Thouvenin, H. Giordani, K. Chancibault, S. Anquetin and G.M. Saulnier**, 2004: L'évènement des 8-9 septembre 2002: situation météorologique et simulation à meso-échelle. *La Houille Blanche*, **6**, 86-92
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin and T. Thouvenin**, 2008: A Numerical study of three catastrophic precipitating events over western Mediterranean region (Southern France). Part II: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **34**, 131-145
- Durand, Y., E. Brun, L. Merindol, G. Guyomarc'h, B. Lesaffre and E. Martin**, 1993: A meteorological estimation of relevant parameters for snow models. *Annals of Glaciology*, **18**, 65-71
- Durand, Y., G. Giraud, E. Brun, L. Merindol and E. Martin**: 1999: A computer based system simulating snowpack structures as a tool for regional avalanche forecast. *Journal of Glaciology*, **45**, 469-485
- Durrant, D.R and J.B Klemp**, 1982b: The effects of moisture on trapped mountain lee waves. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **39**, 2490-2506
- Elfatih, AB., J. Eltahir and S. Pal**, 1996: Relationship between surface conditions and subsequent rainfall in convective storms. *Journal of Geophysical Research*, **101**, 26237-26245
- Elsner, J., and A. Tsonis**, 1992: Nonlinear predictions, chaos and noise. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73**, 49-60
- Emanuel, K.A**, 1994: *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 580pp
- Esteban, P., J. Martin-vidé and M. Mases**, 2006: Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques. *International Journal of Climatology*, **26**, 1501-1515
- Estienne, P**, 1959: Comptes rendus critiques, *Revue de géographie alpine*, **47**, 282-283
- Faure, D.**, 1993: *Application à l'hydrologie du radar météorologique. Comparaison d'estimations radar et pluviométriques pour des lames d'eau horaires sur de petits bassins versants cévenols*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble
- Fletcher, D., and E. Goss**, 1993: Forecasting with neural networks: an application using bankruptcy data. *Inf.Manage*, **24**, 159-167
- Flood, I., and N. Kartam**, 1994: Neural networks in civil engineering I: principles and understanding. *Journal of computing in civil engineering*, **8**, 131-148
- Folks, J.L, R.S Chhikara**, 1978: The inverse Gaussian distribution and its statistical application: a review. *Journal of the Royal Statistical Society B*, **40**, 263-289
- Frankel, D., I. Schiller, J. Draper and A. Barnes**, 1990: Investigation of the prediction of lightning strikes using neural networks, Preprints; 16th Conf on Severe Local storms; Kananaskis Park, Canada, *American Meteorological Society*, 7-11
- Frankel, D., J. Draper, J. Peak and J. McLeod**, 1995: Artificial intelligence needs, workshops 4-5 November 1993, Boston, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76**, 728-738
- Frei, C. and C. Schär**, 1998: A precipitation climatology of the Alps from high resolution rain gauge observations. *International Journal of Climatology*, **18**, 873-900
- Fuhrer, O. and C. Schär**, 2005: Embedded cellular convection in moist flow past topography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 2810-2828
- Fuhrer, O. and C. Schär**, 2007: Dynamics of orographically triggered banded convection in sheared moist orographic flows, *Journal of the Atmospheric Sciences*, **24**, 3542-3561

- Gal-Chen, T. and R.C.J. Somerville**, 1975: On the use of coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *Journal of Computational Physics* **17**(2), 209-228
- Gardner, M., and S. Dorling**, 1998: Artificial neural networks: a review of applications in the atmospheric sciences. *Atmospheric Environment*, **32**, 2627-2636
- Gardner, M., and S. Dorling**, 1999: Neural network modelling and prediction of hourly nox and no₂ concentrations in urban air London. *Atmospheric Environment*, **33**, 709-719
- Georgis JF., F. Roux, M. Chong and M. Pradier**, 2003: Tripple-doppler radar analysis of the heavy rain event observed in the Lago Maggiore region during MAP IOP 2b. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129**, 495-522
- Ghosh, S., P. Sen, U. De**, 2004: Classification of thunderstorm and non-thunderstorm days in Calcutta on the basic linear discriminant analysis. *Atmosfera*, 1-12
- Godart, A., S. Anquetin, and E. Leblois**, 2009a: Rainfall regimes associated with banded convection in the Cévennes-Vivarais area. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **103**, 25-34, DOI: 10.1007/s00703-008-0326-3
- Godart, A., E. Leblois, N. Freychet and S. Anquetin**, 2009b: Analysis of relationship between orographic rainfall and atmospheric properties using factorial discriminant analysis and neural network. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, Soumis
- Gottardi, F**, 2009: Estimation statistique et réanalyses des précipitations en montagne. Utilisation d'ébauches par types de temps et assimilation de données d'enneigement. Application aux grands massifs montagneux français. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble
- Groisman, P.Y and D.R Legates**, 1994: The accuracy of United States precipitation data. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **75**, 215-227
- Hellström, C**, 2005: Atmospheric conditions during extreme and non extreme precipitation events in Sweden, *International Journal of Climatology*, **25**, 631-648
- Hess, P. and H. Brezowsky**: 1969: Katalog des Grosswetterlagen Europa. *Ber Dtsch Wetterdienst*, **113**, Offenbach am Main
- Hevesi, J.A, A.L. Flint and J.D Istok**: 1992a: Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part 2: Isohyetal maps. *Journal of Applied Meteorology*, **31**, 677-688
- Hevesi, J.A, J.D Istok and A.L Flint**., 1992b: Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part 1: Structural analysis. *Journal of Applied Meteorology*, **31**, 661-676
- Hewitson, BC and RG Crane**, 1992: Large scale atmospheric controls on local precipitation in tropical Mexico, *Geophysical Research Letter*, **19**, 1835-1838
- Hibbert, A.R**, 1977: Distribution of precipitation on rugged terrain in central Arizona. *Hydrology Water Resources Arizona Southwest*, **7**, 163-173
- Hill, FF., KA. Browning and MJ. Bader**, 1981: Radar and rain gauge observations of orographic rain over south Wales. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **107**, 643-670
- Hobbs, P.V, R.C Easter and A.B Fraser**, 1973: Theoretical study of flow of air and fallout of solid precipitation over mountainous terrain: Part II microphysics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **30**, 813-823
- Hornik, K., M. Stinchcombe and H. White**, 1989: Multilayer feedforward networks are universal approximators. *Neural Networks*.
- Houze, RA.**, 1993: *Cloud dynamics*. San Diego, CA: Academic Press
- Houze, R.A, C.N James and S. Medina**, 2001: Radar observations of precipitation and airflow on the Mediterranean side of the Alps: Autumn 1998-1999. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 2537-2558
- James, CN., and R. Houze**, 2005: Modification of precipitation by coastal orography in storms crossing northern California. *Monthly Weather Review*, **133**, 3110-3129
- Jiang, Q.F**, 2003: Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus Series A-dynamic Meteorology and Oceanography*, **55**, 301-316
- Johnson, G.L and C.L Hanson**, 1995: Topographic and atmospheric influences on precipitation variability over a mountainous watershed. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 68-87
- Joly, B., O. Nuissier, V. Ducrocq and A. Joly**, 2007: Mediterranean synoptic scale ingredients involved in heavy precipitations events triggering over southern France: a clustering approach. ICAM, Chambéry, Juin 2007

- Kain, J.S and J.M Fritsch**, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme. *Meteorological Monographs*, **46**, 165-170
- Källberg, P. A. Simmons, S. Uppala and M. Fuentes**, 2004: The ERA40 archive, *ECMWF ERA40 Project Report Series*, **17**, ECMWF, Shinfield, Reading, UK.
- Katzfey, J.J.**, 1995a : Simulation of extreme New Zealand precipitation events. Part I. Sensitivity of orography and resolution. *Monthly Weather Review*, **123**, 737-754
- Katzfey, J.J.**, 1995b: Simulation of extreme New Zealand precipitation events. Part II. Mechanisms of precipitation development. *Monthly Weather Review*, **123**, 755-775
- Kirshbaum, D.J., and D.R. Durran**, 2004: Factors governing cellular convection in orographic precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 682-698
- Kirshbaum, D.J., and D.R. Durran**, 2005a: Atmospheric factors governing banded orographic convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 3758-3774
- Kirshbaum, D.J., and D.R. Durran**, 2005b: Observations and modelling of banded orographic convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, 1463-1479
- Kirshbaum, D.J., G. Bryan, R. Rotunno and D.R. Durran**, 2007a: The triggering of orographic rainbands by small scale topography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 1530-1549
- Kirshbaum, D.J., R. Rotunno and G.H. Bryan**, 2007b: The spacing of orographic rainbands triggered by small scale topography. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **64**, 4222-4245
- Kuettner, J.P.**, 1986: The aim and conduct of ALPEX. *Scientific Results of Alpine Experiment*, GARP Publication Series, **27**, 3-14
- Kuligowski, R.J, and A.P Barros**, 1998: Experiments in short-term precipitation forecasting using artificial neural networks. *Monthly Weather Review*, **126**, 470-482
- Kuo, H.L.**, 1963: Perturbations of plane Couette flow in stratified fluid and origin of cloud streets. *Physical Fluids*, **6**, 195-211
- Lafore, J.P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérelil, P. Mascart, V. Masson, J. Pinty, J. Redelsperger, E. Richard, J. Vilà-Guerau de Arellano**, 1998: The MesoNH Atmospheric Simulation system, part I, Adiabatic formulation and control simulation, *Annales Geophysicae*, **16**, 90-109
- Lamb, H.H.**, 1972: British Isles weather types and a register of a daily sequence of circulation patterns 1861-1971. *Geophysical Memoirs*, **116**
- Landvogt, P.K, J.A.T. Bye and T.P Lane**, 2008: An investigation of recent orographic precipitations events in northeast Victoria, *Aust.met.Mag*, **57**, 235-247
- Lang, J.T and A.P Barros**, 2004: Winter storms in the central Himalayas. *Journal of Meteorological Society, Japan*, **82**, 829-844
- Lau, C., and B. Widrow**, 1990: Special issue on neural networks. *Proceedings IEEE*, **78**, 1411-1414
- Lawson, M., and R. Cerveny**, 1985: Seasonal temperature forecasts as products of antecedent linear and spatial temperature arrays. *Journal of Climatology and Applied Meteorology*, **24**, 848-859
- Lee, J., R. Weger, S. Sengupta and R. Welch**, 1990: A neural network: approach to cloud classification, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, **28**, 846-855
- Leporini, M.**, 2005 : Développement et évaluation d'un modèle tridimensionnel de nuage chaud à microphysique détaillée. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 153p
- Leroy, D.**, 2007: Développement d'un modèle de nuage tridimensionnel à microphysique détaillée - application à la simulation de cas de convection profonde. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand
- Lin, Y.L, S. Chiao, T.A Wang, M.L Kaplan, and R.P Weglarz**, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather Forecasting*, **16**, 633-660
- Littman, T**, 2000: An empirical classification of weather types in the Mediterranean Basin and their interrelation with rainfall. *Theoretical and Applied Climatology*, **66**, 161-171
- Lloyd, S.P**, 1982: Least Squares Quantization in PCM, *IEEE Transactions on Information Theory*, **28**, 129-137
- Maddox, R.A., LR Hoxit, CF Chappell and F. Caracena**, 1978: Comparison of meteorological aspects of the Big Thomson and rapid city flash floods. *Monthly Weather Review*, **106**, 375-389
- Maier, H.R, and G.C. Dandy**, 1996: The use of artificial neural networks for the prediction of water quality parameters. *Water Resources Research*, **32(4)**, 1013-1022

- Maier, H.R, and G.C. Dandy**, 1997: Modelling cyanobacteria (blue-green algae) in the river murray using artificial neural networks. *Mathematics and Computers in Simulation*, **43(3-6)**, 377-386
- Maier, H.R, and G.C. Dandy**, 1998: Understanding the behaviour and optimising the performance of back propagation neural networks: an empirical study. *Environmental Modelling and Software*, **13(2)**, 179-191
- Maier, H., and G. Dandy**, 2000: Neural networks for the prediction and forecasting of water resources variables: a review of modelling issues and applications. *Environmental modelling and software*, **15**, 101-124
- Manzato, A.**, 2005: The use of sounding derived indices for a neural network short term thunderstorm forecast. *Weather Forecasting*, **20**, 896-917
- Maren, A., C. Harston and R. Pap**, 1990: Handbook of neural computing applications, Academic Press, San Diego, CA
- Martin, E.**, 1995 : Modélisation de la climatologie nivale des alpes françaises, application des techniques de regionalisation à l'étude de l'impact d'un changement climatique sur l'enneigement. Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Marzban, C., and G. Stumpf**, 1996: A neural network for tornado prediction based on doppler radar derived attributes. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 617-626
- Marzban, C.**, 2000: A neural network for tornado diagnosis. *Neural Computing and Applications*, **9**, 133-141
- Marzban, C., and A. Witt**, 2001: A bayesian neural network for hail size prediction. *Weather Forecasting*, **16**, 600-610
- Marzban, C.**, 2002: Neural network short course (available online at <http://www.nhn.ou.edu/~marzban>)
- Massacand, A., H. Wermli and H.C Davies**, 1998: Heavy precipitation on the Alpine southside: An upper level precursor. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1435-1438
- Masters, T.**, 1993: *Practical neural network recipes in C++*. Academic Press, 493 pp
- Mcginnis, D.L.**, 1994: Predicting snowfall from synoptic circulation: a comparison of linear regression and neural network in methodologies in: "Neural Nets: Applications in Geography," Hetitson and Crane (editors), *Kluwer Academic Publishers*, Dordrecht, 79-99
- Mercer, A., M. Richman, H. Bluestein, and J. Brown**, 2008: Statistical modeling of downslope windstorms in boulder, Colorado. *13th Conference on Mountain Meteorology*, Whistler, August 2008
- Michaud, J., B. Auvine and O. Penalba**, 1995: Spatial and elevational variations of summer rainfall in the Southwestern United States. *American Meteorological Society*, **34**, 2689-2703
- Michelangeli, P.A, R. Vautard, B. Legras**, 1995: Weather regimes: recurrence and quasi-stationarity. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 1237-1256
- Miller, R.**, 1962: Statistical prediction by discriminant analysis. *Meteorological Monographs*, **4**, 25-53
- Minder, J.R, D.R Durran, G.H Roe and A. M. Anders**, 2008: The climatology of small scale orographic precipitation over the Olympic mountains: Patters and processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 817-839
- Miniscloux, F., J.D Creutin, and S. Anquetin**, 2001: Geostatistical analysis of orographic rainbands. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 1835-1854
- Miniscloux, F.**, 2001: *Précipitations orographiques et convectives en région Cévennes-Vivarais : validation de simulations numériques par des données pluviométriques et radar*. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 193pp
- Minns, A., and M. Hall**, 1996: Artificial neural networks as rainfall-runoff models. *Hydrological sciences journal*, **41**, 399-417
- Mitard, A.E**, 1927 : Pluviosité de la bordure sud-orientale du Massif Central. *Revue de géographie Alpine*, **15 (1)**, 5-70
- Molinié, G., E. Yates, P. Bois, B. Boudevillain, S. Anquetin and J-D. Creutin**, 2009 : A statistical analysis of extreme rainfalls in a mountainous mediterranean region, submitted to *Journal of Hydrometeorology*
- Montgomery, D.R, G. Balco and S.D Willett**, 2001: Climate, tectonics and the morphology of the Andes. *Geology*, **29**, 579-582

- Morcrette, J.J.**, 1991: Radiation and cloud radiative properties in the European Center for Medium Range Weather Forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 9121-9132
- Mote, P.W., A.F Hamlet, M.P Clark and D.P Lettenmaier**, 2005: Declining mountain snowpack in western North America. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86**, 39-49
- Namias, J.**, 1960: Synoptic and planetary scale phenomena leading to the formation and recurrence of precipitation, In *Physics of Precipitation, Geophysical Monographs Series.*, **5**, 32-44, edited by H. Weickmann, AGU, Washington, DC.
- Naoum, S. and I.K Tsanis**, 2004: Orographic precipitation modelling with multiple linear regression. *Journal of Hydrologic Engineering*, **9 (2)**, 79-102
- Navone, H.D, and H.A Ceccatto**, 1994: Predicting Indian monsoon rainfall: a neural network approach. *Climate Dynamics*, **10**, 305-312
- Neiman, P.J, F.M. Ralph, A.B. White, D.E Kingsmill and P.O.G Persson**, 2002: The statistical relationship between upslope flow and rainfall in California's coastal mountains-Observations during CALJET. *Monthly Weather Review*, **130**, 1468-1492
- Noilhan, J. and S. Planton**, 1989: A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*. **117**, 536-549
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin and S. Anquetin**, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over western Mediterranean region (Southern France). Part I: Numerical framework and synoptic ingredients, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 111-130
- Orlanski, I.**, 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **56 (5)**, 527-530
- Pankiewicz, G.S.**, 1995: Pattern recognition techniques for the identification of cloud and cloud systems. *Meteorological Applications*, **2**, 257-271
- Paquet E., J. Gaillard, R. Garçon**, 2006 : Evolution de la méthode du gradex : approche par type de temps et modélisation hydrologique. Colloque SHF, Lyon
- Pardé, M.**, 1961 : Sur la puissance des crues en diverses parties du monde. In *Geographica (Ed.)*. *Revue du département de géographie appliquée*, 49-68. Saragosse (Espagne) : Faculté des Lettres.
- Parsons, D.B, and P.V Hobbs**, 1983: The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones, IX, Some effects of orography on rainbands. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40**, 1930-1949
- Passarelli, R.E and H. Boehme**, 1983: The orographic modulation of pre-warm front precipitation in Southern New England. *Monthly Weather Review*, **111**, 1062-1070
- Peak J. and P. Tag.**, 1992: Toward automated interpretation of satellite imagery for navy shipboard applications, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **73**, 995-1008
- Peak J. and P. Tag.**, 1994: Segmentation of satellite imagery using hierarchical thresholding and neural networks, *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 605-616
- Petersen, WA., LD Carey, SA Rutledge, JC Knivel, NJ Doesken, RH Johnson, TB McKee, T. Vonder Haar and JF. Weaver**, 1999: Mesoscale and radar observations of the fort Collins flash flood of 28 July 1997, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **80**, 191-216
- Pinty, J.P and P. Jabouille**, 1998: A mixed phased cloud parameterization for use in a mesoscale non hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitation. *Proceedings Conference. on Cloud Physics*, Everett, WA, USA, *American Meteorological Society*, 217-220,
- Plaut, G., E. Schuepbach and M. Doctor**, 2001: Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995. *Climate Research*, **17**, 285-302
- Plaut, G. and E. Simonnet**, 2001: Large Scale circulation classification, weather regimes and local climate over France, the Alps and Western Europe. *Climate Research*, **117**, 303-324
- Pontrelli, MD, G. Bryan and JM Fritsch**, 1999: The Madison country, Virginia, flash flood of 27 June 1995. *Weather Forecasting*, **14**, 384-404.
- Quintana Seguí P., P. Le Moigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canellas, L. Franchisteguy and S. Morel**, 2008: Analysis of near-surface atmospheric variables: Validation of the SAFRAN analysis over France, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **47(1)**, 92-107

- Rebotier, R.**, 1957: Le climat pluviométrique des basses Cévennes. *Monographies de la Météorologie Nationale*, **7**, 28p
- Reiners, P.W, T.A Ehlers, S.G Mitchell and D.R Montgomery**, 2003: Coupled spatial variations in precipitation and long-term erosion rates across the Washington Cascades. *Nature*, **426**, 645-647
- Rhea, J.O.**, 1978: Orographic precipitation model for hydrometeorological use. Colorado State University Atmospheric Paper 287, 198pp.
- Ricard, D.**, 2002: Initialisation et assimilation de données à meso-échelle pour la prevision à haute resolution des pluies intenses de la region Cévennes-Vivarais. Thèse de doctorat, Université Toulouse III, 238pp
- Riegel, C.A.**, 1992: Fundamentals of atmospheric dynamics and thermodynamics. World Scientific, Bridger
- Ripley, B.**, 1994: Neural networks and related methods of classification. *Journal of the Royal Statistical Society*, **56**, 409-456
- Ripley, B.**, 1996: *Pattern recognition and neural networks*, Cambridge University Press, 403pp
- Robichaud, A.J and G.L Austin**, 1988: On the modelling of warm orographic rain by seeder-feeder mechanism. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **114**, 967-988
- Roe, G.H, D.R Montgomery and B. Hallet**, 2002: Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady state river profiles. *Geology*, **30**, 143-146
- Roe, G.H.**, 2005: Orographic precipitation, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **33**, 645-671
- Roe, G.H, D.R Stolar and S.D Willett**, 2006: Response of a steady state critical orogen to changes in climatic and tectonic forcing, *GSA Penrose Spec.Publ*, **398**, 227-239
- Rogers, L., and F. Dowla**, 1994: Optimization of groundwater remediation using artificial neural networks with parallel solute transport modelling. *Water Resources Research*, **30**, 457-481
- Rögnvaldsson, O., J.F Jonsdottir and H. Olafsson**, 2007: Numerical simulations of precipitation in the complex terrain of Iceland-Comparison with glaciological and Hydrological data. *Meteorologische Zeitschrift.*, **16**, 71-85
- Rojas, R.**, 1996: Neural networks: A systematic introduction, Springer-Verlag, Berlin
- Romero, R., G. Sumner, C. Ramis and A. Genoves**, 1999: A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology*, **19**, 765-785
- Rosenblatt, F.**, 1958: The perceptron: a probabilistic model for information storage and organization in the brain, *Psychology Review*, **65**, 386-408
- Rotunno, R and R. Houze**, 2007: Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*
- Rosenfeld, A.**, 1969: *Picture processing by computer*. New York, London. Academic Press.
- Rudatu, R., D. Entekhabi, and G. Roth**, 2005: Large scale atmospheric patterns associated with mesoscale features leading to extreme precipitation events in Northwestern Italy. *Advances in Water Resources*, **28**, 601-614
- Rumelhart, D.E., G.E Hinton, R.J. Williams**, 1986a: *Learning internal representations by error propagation*. In: Rumelhart, D.E., McClelland, J.L. (Eds.), *Parallel Distributed Processing*. MIT Press, Cambridge.
- Sanchez, J., L. Fraile, M. De La Fuente, and J. Marcos**, 1998: Discriminant analysis applied to the forecasting of thunderstorms. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **68**, 187-195
- Sanchez-Gomez, E and L. Terray**, 2005 : Large-Scale atmospheric dynamics and local intense precipitation episodes. *Geophysical research Letters*, **32**, L24711
- Saporta, G.**, 2006: Probabilités, Analyse des données et Statistiques. Editions Technip, 622p.
- Schermerhorn, V.P.**, 1967: Relations between topography and annual precipitation in western Oregon and Washington. *Water Resources Research*, **3**, 707-711
- Shepard, D.**, 1990: *The new direct marketing*. Business one Irwin Homewood IL
- Sheridan, S.C.**, 2002: The redevelopment of a weather type classification scheme for North America. *International Journal of Climatology*, **22**, 51-68
- Sinclair, M.R, D.S Wratt, R.D Henderson and W.R Gray**, 1997: Factors affecting the distribution and spillover of precipitation in the southern Alps of New Zealand-a case study. *Journal of Applied Meteorology*, **36**, 428-442

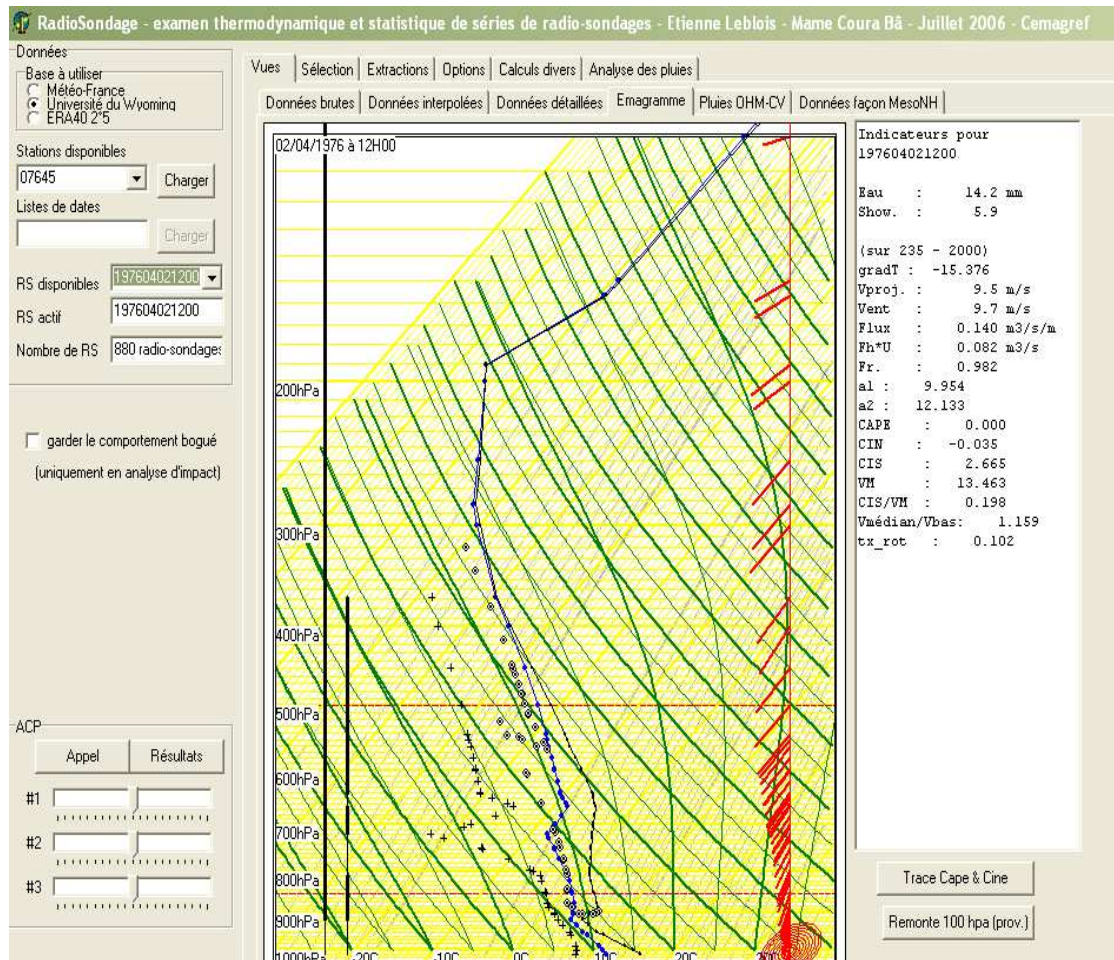
- Singh, VP**, 1997: The use of entropy in hydrology and water resources. *Hydrological processes*, **11**, 587-626
- Singh, VP**, 2000: The entropy theory as a tool for modelling and decision-making in environmental and water resources. *Water SA*, **26**, 1-12
- Slimani, M.**, 1985: Etude des pluies de fréquence rare à faibles pas de temps sur la région Cévennes-Vivarais: estimation, relation avec le relief et cartographie synthétique. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble.
- Smith, R.B.**, 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in Geophysics*. Vol **21**. Academic Press
- Smith, R.B.**, 1987: The role of moist processes in mountain effects. *Seminar/Workshop 1986 on Observation, Theory and Modelling of orographic Effects*, **1**, 77-111, European Centre for Medium Range Weather Forecasts, Reading, England.
- Smith, R. and I. Barstad**, 2004: A linear theory of orographic precipitation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **61**, 1377-1391
- Smith, R.B.**, 2006. Progress on the theory of orographic precipitation. Chapter 1 in Special Paper 398: *Tectonics, Climate, And Landscape Evolution*, edited by Sean D. Willett, Niels Hovius, Mark Brandon, and Don Fisher, Geological Society of America, Boulder, Colorado
- Spren, W.C.**, 1947: A determination of the effect of topography upon precipitation. *Trans. Am. Geophys. Union*, **28**, 285-290
- Stanley J.**, 1988: *Introduction of neural networks*. California scientific software, 255pp
- Sterl, A.**: 2004: On the (In)Homogeneity of reanalysis products. *Notes and Correspondence, Journal of Climate*, **17**, 3866-3873
- Stolar, D, G. Roe and S. Willett**, 2007: Controls on the patterns of topography and erosion rate in a critical orogen. *Journal of Geophysical Research*, **112**, F04002
- Storebo, P.B.**, 1976: Small scale topographical influences on precipitation, *Tellus*, **28**, 45-59
- Tang, B., GM. Flato and H. Greg**, 1994: A study of arctic ice and sea level pressure using POP and neural network models, *Atmosphere-Ocean*, **32**, 507-529
- Tangang, F., B. Tang, Monahama and W. Hsieh**, 1998: Forecasting ENSO events: a neural network extended EOF approach, *Journal of Climate*, **11**, 29-41
- Thillet, JJ.** 1997: *La météo de montagne*. Les guides du club alpin français. Seuil
- Thomas, B.E, L.A Goodman and T.D Olsen**, 1999: Hydrogeologic assessment of the Sequim-Dungeness area, Clallam County, Washington, *USGS Water Resources Investigation Rep.* 99-4048, 165pp.
- Trigo, R. and J. Palutikof**, 1999: Simulation of daily temperatures for climate change scenarios over Portugal: a neural network model approach, *Climate Research*, **13**, 45-59
- Trigo, R.M and C.C DaCamara**, 2000: Circulation weather types and their influence on the precipitation regime in Portugal. *International Journal of Climatology*, **20**, 1559-1581
- Tourasse, P.**, 1981: Analyses spatiales et temporelles de précipitations et utilisation opérationnelle dans un système de prévision des crues-Application aux régions Cévenoles. Thèse de doctorat de l'Institut National Polytechnique de Grenoble, 107pp.
- Tsonis, A.**, 2002: An introduction to atmospheric thermodynamics. Cambridge University Press.
- Uppala, S.M, P.W Källberg, A.J Simmons, U. Andrae, V. Da Costa Bechtold, M. Fiorino, J.K Gibson, J. Haseler, A. Hernandez, G.A Kelly, X. Li, K. Onogi, S. Saarinen, N. Sokka, R.P Allan, E. Andersson, K. Arpe, M.A Balmaseda, A.C.M Beljaars, L. Van de Berg, J. Bidlot, N. Bormann, S. Caires, F. Chevallier, A. Dethof, M. Dragosavac, M. Fisher, M. Fuentes, S. Hagemann, E. Holm, B.J. Hoskins, L. Isaksen, P.A.E.M Janssen, R. Jenne, A.P. McNally, J-F Mahfouf, J-J Morcrette, N.A. Rayner, R.W. Saunders, P. Simon, A. Sterl, K.E. Trenberth, A. Untch, D. Vasisjevic, P. Viterbo and J. Woollen**, 2005: The ERA-40 reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 2961-3012
- Vautard, R.**, 1990: Multiple weather regimes over the North Atlantic: Analysis of precursors and successors. *Monthly Weather Review*. **118**, 2056-2081
- Venugopal, V., and W. Baets**, 1994: *Some potential applications of neural network in marketing management*, Marketing intelligence and planning

- Verdecchia, M., G. Visconti, F. D'Andrea, and S. Tibaldi**, 1996: A neural network approach for blocking recognition. *Geophysical Research Letters*, **23**, 2081-2084
- Vetter, J.**, 2004: Contribution d'un code de calcul météorologique meso-échelle à la climatologie des pluies en zone de relief. Thèse de doctorat, Institut National Polytechnique de Grenoble, 230pp
- Ward, M.N, and C.K Folland**, 1991: Prediction of seasonal rainfall in the north Nordeste of Brazil using eigenvectors of sea surface temperature. *International Journal of Climatology*, **11**, 711-743
- Weichert, A., and G. Bürger**, 1998: Linear versus nonlinear techniques in downscaling. *Climate Research*, **10**, 83-93
- Weigend, A., D. Rumelhart, and B. Huberman**, 1990: Predicting the future: a connectionist approach. *International journal of neural systems*, **1**, 193-209
- Westrick, K. and C. Mass**, 2001 : An evaluation of high resolution hydrometeorological modeling system for prediction of a cool-season flood event in a coastal mountainous watershed. *Journal of Hydrometeorology*, **2**, 161-180
- Whiteman, CD**, 2000: *Mountain meteorology. Fundamentals and applications*. Oxford University Press
- Wibig, J.**, 1999: Precipitation in Europe in relation to circulation patterns at the 500hPa level. *International Journal of Climatology*, **19**, 253-269
- Wierenga, B., and J. Kluytmans**, 1994: Neural nets versus marketing models in time series analysis: a simulation studies, in *Proceedings of the 23rd annual conference, European marketing association*, Maastricht, 1139-1153
- Wilby, R.L and T.M.L Wigley**, 2000: Precipitation predictors for downscaling: observed and general circulation model relationships. *International Journal of Climatology*, **20**, 641-661
- Willett, S.D**, 1999 : Orography and orography : the effects of erosion on the structure of mountain belts. *Journal of Geophysical Research solid Earth*, **104**, 28957-28981
- Wulfmeyer, V., A. Behrendt, H-S Bauer, C. Kottmeier, U. Corsmeier, A. Blyth, G. Craig, U. Schumann, M. Hagen, S. Crewell, P. Di Girolamo, C. Flamant, M. Miller, A. Montani, S. Mobbs, E. Richard, M.W. Rotach, M. Arpagaus, H. Russchenberg, P. Schüssel, M. König, V. Gärtner, R. Steinacker, M. Dorninger, D.D. Turner, T. Weckwerth, A. Hense, and C. Simmer**, 2008: The Convective and Orographically-induced Precipitation Study: A research and development project of the world weather research program for improving quantitative precipitation forecasting in low mountain regions. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **89**, 1477-1486
- Yang, D.Q, B.E Goodison, J.R Metcalfe, V.S Golubev, R. Bates, T. Pangburn and C.L Hanson**, 1998: Accuracy of NWS 8 inch standard nonrecording precipitation gauge: Results and application of WMO intercomparison. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **15**, 54-68
- Yates, E., S. Anquetin, V. Ducrocq, JD. Creutin, D. Ricard and K. Chancibault**, 2006: Point and areal validation of forecast precipitation fields. *Meteorological Applications*, **13**, 1-20
- Yates, E.**, 2006: Convection en région Cévennes-Vivarais : Etude de données pluviométriques, simulations numériques et validation multi-échelles. Thèse de doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble, 235pp
- Yoshizaki, M., T. Kato, Y. Tanaka, H. Takayama, Y. Shoji, H. Seko, K. Arao and K. Manabe**, 2000 : Analytical and numerical study of the 26 June 1998 orographic rainband observed in western Kyushu Japan. *Journal of the Meteorological Society, Japan*, **78**, 835-856
- Yu, N.**, 2008: Explication des précipitations automnales dans le sud-est de la France par recherche de types de temps. Rapport de stage M2R, Université Joseph Fourier, Grenoble

ANNEXES

Annexe 1-Interface de lecture et de traitement des radiosondages

Nous présentons ici l'interface du logiciel mis au point par Etienne Leblois du Cemagref de Lyon pour le traitement et la visualisation des radiosondages.



Avec ce logiciel, il est possible de visualiser les radiosondages issus de plusieurs sources sur un émagramme, de sélectionner les radiosondages répondant à certains critères, d'extraire dans un fichier texte les valeurs de certaines variables caractéristiques du radiosondage. Il permet également d'avoir accès aux données brutes et interpolées de toutes les variables thermodynamiques.

Annexe 2-Analyse de Variance

Cette annexe présente le détail des calculs réalisés lors de l'analyse de variance des pluies de l'évènement de convection profonde du 8-9 septembre 2002 et de l'évènement de convection peu profonde (les 20 heures de précipitations orographiques) présentée au chapitre 5. Les notations utilisées sont celles présentées au chapitre 3.

Pour l'évènement de convection profonde (8-9 septembre 2002) :

- A = Relief, B = Gradient vertical de température

S ² t	1820			
S ² a	1,34	CMa	0,669	
S ² b	53,7	CMb	10,73	
S ² ab	72	CMab	7,20	
S ² e	1690	CMe	2,40	
Fa	0,278	Valeur de la loi	2,99	$\eta a^2 = 7,37E-04$
Fb	4,462	Valeur de la loi	2,21	$\eta b^2 = 2,96E-02$
Fab	2,994	Valeur de la loi	1,84	$\eta ab^2 = 3,97E-02$

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

Le gradient vertical de température a un effet sur la variabilité des pluies (3%)

L'interaction entre le relief et le gradient vertical de température a un effet sur la variabilité des pluies (4%)

Effet simple du gradient vertical en montagne	F = 0,71	Valeur de la loi = 2,21	On ne peut pas conclure que le gradient vertical a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple du gradient vertical en piémont	F = 1,88	Valeur de la loi = 2,21	On ne peut pas conclure que le gradient vertical a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple du gradient vertical en plaine	F = 7,86	Valeur de la loi = 2,21	Le gradient vertical a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 5-6°C	F = 0,421	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un gradient vertical de 5-6°
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 6-7°C	F = 0,665	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un gradient vertical de 6-7°
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 7-8°C	F = 1,29	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un gradient vertical de 7-8°
Effet simple du relief	F = 2,69	Valeur de la loi	On ne peut pas conclure que le relief a un effet

sur les pluies pour un gradient vertical entre 8-9°C		= 2,99	significatif sur la variabilité des pluies pour un gradient vertical de 8-9°
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 9-10°C	F = 3,71	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur les pluies pour un gradient vertical de 9-10°
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 10-11°C	F = 6,47	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur les pluies pour un gradient vertical de 9-10°

- A = Relief, B = Pression ramenée au niveau de la mer

S ² t	528			
S ² a	3,15	CMa	3,151	
S ² b	12,7	CMb	4,229	
S ² ab	5,90	CMab	1,967	
S ² e	506	CMe	3,163	
Fa	0,996	Valeur de la loi	3,92	$\eta a^2 = 5,97E-03$
Fb	1,336	Valeur de la loi	2,68	$\eta b^2 = 2,40E-02$
Fab	0,621	Valeur de la loi	2,68	$\eta ab^2 = 1,12E-02$

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

On ne peut pas conclure sur l'effet de la pression sur la variabilité des pluies

Il n'y a pas d'interaction entre le relief et la pression sur la variabilité des pluies

Effet simple de la pression en montagne	F = 1,25	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la pression a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de la pression en piémont/plaine	F = 0,71	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la pression a un effet sur la variabilité des pluies en piémont/plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1008-1009 hPa	F = 2,26	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1008-1009 hPa
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1009-1010 hPa	F = 0,05	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1009-1010 hPa
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1010-1011 hPa	F = 0,00074	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1010-1011 hPa
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1011-1012 hPa	F = 0,55	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1011-1012 hPa

- A = Relief, B = Vitesse du vent à Nîmes

S ² t	953			
S ² a	2,59	C _{Ma}	1,292	
S ² b	35,1	C _{Mb}	11,709	
S ² ab	48	C _{Mab}	8,004	
S ² e	868	C _{Me}	1,446	
F _a	0,893	Valeur de la loi	2,99	$\eta a^2 = 2,71E-03$
F _b	8,097	Valeur de la loi	2,6	$\eta b^2 = 3,68E-02$
F _{ab}	5,535	Valeur de la loi	2,1	$\eta ab^2 = 5,04E-02$

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

La vitesse a un effet sur la variabilité des pluies (4%)

L'interaction entre le relief et la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies (5%)

Effet simple de la vitesse en montagne	F = 1,04	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de la vitesse en piémont	F = 10,7	Valeur de la loi = 2,6	La vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple de la vitesse en plaine	F = 7,42	Valeur de la loi = 2,6	La vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 0-3 m/s	F = 3,74	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 0-3 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 4-6 m/s	F = 3,28	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 4-6 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 7-9	F = 6,97	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies une vitesse de 7-9
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 10-12 m/s	F = 3,50	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 10-12 m/s

- A = Relief, B = Vitesse du vent à Aigoual

S ² t	348			
S ² a	23,3	C _{Ma}	11,648	
S ² b	25,7	C _{Mb}	5,138	
S ² ab	33,4	C _{Mab}	3,341	
S ² e	265	C _{Me}	0,775	
F _a	15,013	Valeur de la loi	2,99	$\eta a^2 = 6,70E-02$
F _b	6,622	Valeur de la loi	2,21	$\eta b^2 = 7,39E-02$
F _{ab}	4,307	Valeur de la loi	1,84	$\eta ab^2 = 9,61E-02$

Le relief a un effet sur la variabilité des pluies (7%)

La vitesse a un effet sur la variabilité des pluies (7%)

L'interaction entre le relief et la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies (9%)

Effet simple de la vitesse en montagne	F = 3,03	Valeur de la loi = 2,21	La vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de la vitesse en piémont	F = 0,29	Valeur de la loi = 2,21	On ne peut pas conclure que la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple de la vitesse en plaine	F = 1,86	Valeur de la loi = 2,21	On ne peut pas conclure que la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 0-3 m/s	F = 5,87	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 0-3 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 4-6 m/s	F = 4,53	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 4-6 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 7-9	F = 2,05	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies une vitesse de 7-9
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 10-12 m/s	F = 2,31	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 10-12 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 13-15 m/s	F = 21,5	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 13-15 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 16-18 m/s	F = 0,24	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 16-18 m/s

- A = Relief, B = Direction du vent à Nîmes

S ² t	997			
S ² a	5,25	C _{Ma}	2,627	
S ² b	25,2	C _{Mb}	8,407	
S ² ab	30,8	C _{Mab}	5,141	
S ² e	936	C _{Me}	1,902	
F _a	1,381	Valeur de la loi	2,99	$\eta_a^2 = 5,27E-03$
F _b	4,420	Valeur de la loi	2,6	$\eta_b^2 = 2,53E-02$
F _{ab}	2,703	Valeur de la loi	2,1	$\eta_{ab}^2 = 3,09E-02$

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

La direction du vent a un effet sur la variabilité des pluies (2,5%)

L'interaction entre le relief et la direction a un effet sur la variabilité des pluies (3%)

Effet simple de la direction en montagne	F = 0,57	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la direction a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de la direction en piémont	F = 1,29	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la direction a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple de la direction en plaine	F = 7,96	Valeur de la loi = 2,6	La direction a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent d'Est	F = 0,12	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent d'Est
Effet simple du relief sur les pluies pour un	F = 2,11	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un

vent de Sud			vent de Sud
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent d'Ouest	F = 4,45	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent d'Ouest
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent de Nord	F = 2,81	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent de Nord

- A = Relief, B = Direction du vent à Aigoual

S ² t	1090			
S ² a	30,1	CMa	15,05	
S ² b	14,4	CMb	4,793	
S ² ab	40,7	CMab	6,785	
S ² e	1000	CMe	2,695	
Fa	5,582	Valeur de la loi	2,99	$\eta^2 = 2,77E-02$
Fb	1,777	Valeur de la loi	2,21	$\eta^2 = 1,32E-02$
Fab	2,517	Valeur de la loi	1,84	$\eta^2 = 3,74E-02$

Le relief a un effet sur la variabilité des pluies (3%)

On ne peut pas conclure que la direction du vent a un effet sur la variabilité des pluies

L'interaction entre le relief et la direction a un effet sur la variabilité des pluies (4%)

Effet simple de la direction en montagne	F = 0,4	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la direction a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de la direction en piémont	F = 0,58	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la direction a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple de la direction en plaine	F = 5,83	Valeur de la loi = 2,6	La direction a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent d'Est	F = 3,77	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent d'Est
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent de Sud	F = 0,12	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent de Sud
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent d'Ouest	F = 3,95	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent d'Ouest
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent de Nord	F = 0,28	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent de Nord

- A = Relief, B = Humidité à Nîmes

S ² t	1430			
S ² a	18,5	CMa	18,518	
S ² b	31,5	CMb	10,515	
S ² ab	20	CMab	6,657	
S ² e	1360	CMe	2,467	
Fa	7,505	Valeur de la loi	3,84	$\eta^2 = 1,29E-02$
Fb	4,261	Valeur de la loi	2,6	$\eta^2 = 2,20E-02$
Fab	2,697	Valeur de la loi	2,6	$\eta^2 = 1,39E-02$

Le relief a un effet sur la variabilité des pluies (1%)

L'humidité a un effet sur la variabilité des pluies (2%)

L'interaction entre le relief et l'humidité a un effet sur la variabilité des pluies (1%)

Effet simple de l'humidité en montagne	F = 5,46	Valeur de la loi = 2,6	L'humidité a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de l'humidité piémont/plaine	F = 1,62	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que l'humidité a un effet sur la variabilité des pluies en piémont/plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 80-85%	F = 0,48	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 80-85%
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 85-90%	F = 10,6	Valeur de la loi = 3,84	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 85-90%
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 90-95%	F = 3,27	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 90-95%
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 95-100%	F = 1,23	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 95-100%

- A= Relief, B = Humidité à Aigoual

S ² t	415			
S ² a	27,6	C _{Ma}	27,597	
S ² b	16,4	C _{Mb}	8,207	
S ² ab	3,71	C _{Mab}	1,856	
S ² e	368	C _{Me}	2,112	
F _a	13,066	Valeur de la loi	3,84	$\eta^2 = 6,65E-02$
F _b	3,885	Valeur de la loi	2,99	$\eta^2 = 3,95E-02$
F _{ab}	0,879	Valeur de la loi	2,99	$\eta^2 = 8,94E-03$

Le relief a un effet sur la variabilité des pluies (7%)

L'humidité a un effet sur la variabilité des pluies (4%)

Il n'y a pas d'interaction entre le relief et l'humidité sur la variabilité des pluies

Effet simple de l'humidité en montagne	F = 1,02	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que l'humidité a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de l'humidité piémont/plaine	F = 5,18	Valeur de la loi = 2,99	L'humidité a un effet sur la variabilité des pluies en piémont/plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 85-90%	F = 11500	Valeur de la loi = 3,84	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 85-90%
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 90-95%	F = 7000	Valeur de la loi = 3,84	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 90-95%
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 95-100%	F = 2340	Valeur de la loi = 3,84	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 95-100%

Pour l'évènement de convection peu profonde (20h de précipitations orographiques) :

- A = Relief, B = Gradient vertical de température

S ² t	768			
S ² a	8,81	C _{Ma}	4,402	
S ² b	3,36	C _{Mb}	1,120	
S ² ab	9,23	C _{Mab}	1,538	
S ² e	746	C _{Me}	2,144	
F _a	2,052	Valeur de la loi	2,99	$\eta a^2 = 1,15E-02$
F _b	0,522	Valeur de la loi	2,6	$\eta b^2 = 4,38E-03$
F _{ab}	0,717	Valeur de la loi	2,1	$\eta ab^2 = 1,20E-02$

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

On ne peut pas conclure sur l'effet du gradient vertical de température sur la variabilité des pluies

Il n'y a pas d'interaction entre le relief et le gradient vertical de température sur la variabilité des pluies

Effet simple du gradient vertical en montagne	F = 0,368	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que le gradient vertical a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple du gradient vertical en piémont	F = 0,973	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que le gradient vertical a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple du gradient vertical en plaine	F = 0,616	Valeur de la loi = 2,6	Le gradient vertical a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 7-8°C	F = 2,17	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un gradient vertical de 7-8°
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 8-9°C	F = 0,459	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un gradient vertical de 8-9°
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 9-10°C	F = 1,41	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un gradient vertical de 9-10°
Effet simple du relief sur les pluies pour un gradient vertical entre 10-11°C	F = 0,171	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un gradient vertical de 10-11°

- A = Relief, B = Pression ramenée au niveau de la mer

S ² t	4270			
S ² a	12,4	C _{Ma}	6,214	
S ² b	10,3	C _{Mb}	2,582	
S ² ab	20,7	C _{Mab}	2,581	
S ² e	4230	C _{Me}	8,048	

Fa	0,772	Valeur de la loi	2,99	$\eta^2 = 2,91E-03$
Fb	0,320	Valeur de la loi	2,37	$\eta^2 = 2,42E-03$
Fab	0,320	Valeur de la loi	1,94	$\eta^2 = 4,84E-03$

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

On ne peut pas conclure sur l'effet de la pression sur la variabilité des pluies

Il n'y a pas d'interaction entre le relief et la pression sur la variabilité des pluies

Effet simple de la pression en montagne	F = 0,87	Valeur de la loi = 2,37	On ne peut pas conclure que la pression a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de la pression en piémont	F = 0,07	Valeur de la loi = 2,37	On ne peut pas conclure que la pression a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple de la pression en plaine	F = 0,03	Valeur de la loi = 2,37	On ne peut pas conclure que la pression a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1008-1009 hPa	F = 1,71	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1008-1009 hPa
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1009-1010 hPa	F = 0,04	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1009-1010 hPa
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1010-1011 hPa	F = 0,048	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1010-1011 hPa
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1012-1013 hPa	F = 0,126	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1012-1013 hPa
Effet simple du relief sur les pluies pour une pression de 1014-1015 hPa	F = 0,129	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une pression de 1014-1015 hPa

- A = Relief, B = Vitesse du vent à Nîmes

S ² t	756			
S ² a	2,03	CMa	2,025	
S ² b	14,3	CMb	4,767	
S ² ab	10,1	CMab	3,373	
S ² e	729	CMe	3,039	
Fa	0,666	Valeur de la loi	3,84	$\eta^2 = 2,68E-03$
Fb	1,568	Valeur de la loi	2,6	$\eta^2 = 1,89E-02$
Fab	1,109	Valeur de la loi	2,6	$\eta^2 = 1,34E-02$

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

On ne peut pas conclure sur l'effet de la vitesse sur la variabilité des pluies

Il n'y a pas d'interaction entre le relief et la vitesse sur la variabilité des pluies

Effet simple de la vitesse en montagne	F = 0,91	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
--	----------	------------------------	---

Effet simple de la vitesse en piémont/plaine	F = 1,77	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 0-3 m/s	F = 3,32	Valeur de la loi = 3,84	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 0-3 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 4-6 m/s	F = 0,343	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 4-6 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 7-9	F = 0,272	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies une vitesse de 7-9
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 10-12 m/s	F = 0,064	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 10-12 m/s

- A = Relief, B = Vitesse du vent à Aigoual

S ² t	1270			
S ² a	12,1	C _{Ma}	12,130	
S ² b	28	C _{Mb}	3,497	
S ² ab	45,5	C _{Mab}	5,681	
S ² e	1180	C _{Me}	2,855	
Fa	4,247	Valeur de la loi	3,84	$\eta a^2 = 9,57E-03$
Fb	1,224	Valeur de la loi	1,94	$\eta b^2 = 2,21E-02$
Fab	1,989	Valeur de la loi	1,94	$\eta ab^2 = 3,59E-02$

Le relief a un effet sur la variabilité des pluies (1%)

On ne peut pas conclure que la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies

L'interaction entre le relief et la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies (4%)

Effet simple de la vitesse en montagne	F = 2,57	Valeur de la loi = 1,94	La vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de la vitesse en piémont/plaine	F = 0,98	Valeur de la loi = 1,94	On ne peut pas conclure que la vitesse a un effet sur la variabilité des pluies en piémont/plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 7-9 m/s	F = 0,004	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 7-9 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 10-12 m/s	F = 0,14	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 10-12 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 13-15m/s	F = 1,67	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 13-15m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 16-18 m/s	F = 2,33	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 16-18 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une	F = 0,003	Valeur de la loi =	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies

vitesse de 19-21 m/s		3,84	pour une vitesse de 19-21 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 22-24 m/s	F = 0,467	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 22-24 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 25-27 m/s	F = 0,944	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 25-27 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 29-31 m/s	F = 1,23	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 29-31 m/s
Effet simple du relief sur les pluies pour une vitesse de 31-33 m/s	F = 10,9	Valeur de la loi = 3,84	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une vitesse de 31-33 m/s

- A = Relief, B = Direction du vent à Nîmes

S ² t	794			
S ² a	45,6	CMa	22,791	
S ² b	0,024	CMb	0,024	
S ² ab	13,5	CMab	6,762	
S ² e	735	CMe	2,785	
Fa	8,182	Valeur de la loi	2,99	$\eta a^2 = 5,74E-02$
Fb	0,008	Valeur de la loi	3,84	$\eta b^2 = 3,02E-05$
Fab	2,427	Valeur de la loi	2,99	$\eta ab^2 = 1,70E-02$

Le relief a un effet sur la variabilité des pluies (6%)

On ne peut pas conclure que la direction du vent un effet sur la variabilité des pluies

Il n'y a pas d'interaction entre le relief et la direction sur la variabilité des pluies

Effet simple de la direction en montagne	F = 1,81	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que la direction a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de la direction en piémont	F = 0,05	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que la direction a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple de la direction en plaine	F = 3	Valeur de la loi = 3,84	On ne peut pas conclure que la direction a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent d'Est	F = 1,45	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent d'Est
Effet simple du relief sur les pluies pour un vent de Sud	F = 9,16	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour un vent de Sud

- A = Relief, B = Direction du vent à Aigoual

S ² t	288			
S ² a	1,56	CMa	0,779	
S ² b		CMb		

S ² ab		C ^M ab		
S ² e	287	C ^M e	1,949	
Fa	0,4	Valeur de la loi	2,99	
Fb		Valeur de la loi		
Fab		Valeur de la loi		

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

- A = Relief, B = Humidité à Nîmes

S ² t	1390			
S ² a	3,99	C ^M a	1,997	
S ² b	44,1	C ^M b	14,704	
S ² ab	26,3	C ^M ab	4,383	
S ² e	1310	C ^M e	2,482	
Fa	0,804	Valeur de la loi	2,99	$\eta a^2 = 2,88E-03$
Fb	5,923	Valeur de la loi	2,6	$\eta b^2 = 3,18E-02$
Fab	1,766	Valeur de la loi	2,1	$\eta ab^2 = 1,90E-02$

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

L'humidité a un effet sur la variabilité des pluies (3%)

IL n'y a pas d'interaction entre le relief et l'humidité a un effet sur la variabilité des pluies

Effet simple de l'humidité en montagne	F = 6,34	Valeur de la loi = 2,6	L'humidité a un effet sur la variabilité des pluies en montagne
Effet simple de l'humidité piémont/plaine	F = 0,10	Valeur de la loi = 2,6	L'humidité a un effet sur la variabilité des pluies en piémont
Effet simple de l'humidité plaine	F = 0,015	Valeur de la loi = 2,6	On ne peut pas conclure que l'humidité a un effet sur la variabilité des pluies en plaine
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 80-85%	F = 0,2	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 80-85%
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 85-90%	F = 4,71	Valeur de la loi = 2,99	Le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 85-90%
Effet simple du relief sur les pluies pour une humidité de 90-95%	F = 0,586	Valeur de la loi = 2,99	On ne peut pas conclure que le relief a un effet significatif sur la variabilité des pluies pour une humidité de 90-95%

- A= Relief, B = Humidité à Aigoual

S ² t	508			
S ² a	0,495	C ^M a	0,247	
S ² b				
S ² ab				
S ² e	507	C ^M e	3,45	

Fa	0,071	Valeur de la loi	2,99	
Fb		Valeur de la loi		
Fab		Valeur de la loi		

On ne peut pas conclure que le relief a un effet sur la variabilité des pluies

Annexe 3-Liste des radiosondages extraits

Dans cette annexe, nous présentons la liste des 880 radiosondages répondant aux critères dynamiques (colonne « critères dynamiques »). Dans les colonnes suivantes, la présence d'un « oui » à côté du radiosondage indique que le radiosondage fait partie de la classe de temps extraite à partir des critères dynamiques et pluviométriques (les 121 radiosondages) ou après l'utilisation des méthodes statistiques, de la classe de temps des événements de convection peu profonde (« evts CPP », les 224 radiosondages) ou de l'ensemble des autres événements pluvieux (« autres evts pluvieux », les 464 radiosondages). Un radiosondage parmi les 880 qui ne seraient dans aucune des deux dernières colonnes indique un radiosondage pour lequel les méthodes statistiques (analyse factorielle discriminante et réseau de neurones) ne sont pas d'accord sur son affectation à un des deux groupes.

critères dynamiques	critères dyn. et pluvio.	evts CPP	Autres evts pluvieux	critères dynamiques	critères dyn. et pluvio.	evts CPP	Autres evts pluvieux	critères dynamiques	critères dyn. et pluvio.	evts CPP	Autres evts pluvieux
1976020512			oui	1979051812				1983043012			oui
1976022012			oui	1979052012		oui		1983050100			
1976040112			oui	1979052112				1983051412			oui
1976040212			oui	1979052200				1983051512		oui	
1976040312			oui	1979052212				1983051600			
1976040400			oui	1979052312				1983051612			oui
1976040412		oui		1979052400			oui	1983051700			oui
1976051712			oui	1979052612				1983051712			
1976082900	oui	oui		1979052700			oui	1983052100			
1976091112			oui	1979052900				1983070512			
1976091200		oui		1979071212		oui		1983072212			
1976091312		oui		1979081512			oui	1983072512			
1976092312			oui	1979082312			oui	1983073112			
1976092612				1979100412			oui	1983080100			
1976092712			oui	1979101012		oui		1983081612		oui	
1976092812		oui		1979101100		oui		1983081912			oui
1976100100				1979101200			oui	1983082812			
1976100112				1979101400				1983090112		oui	
1976100412		oui		1979101412			oui	1983090912			oui
1976100912			oui	1979101512		oui		1983091000			oui
1976101100		oui		1979101600			oui	1983091512			
1976101112		oui		1979101612		oui		1983100412			
1976101200		oui		1979102012			oui	1983101312			oui
1976102312			oui	1979102512			oui	1983108000			oui
1976102400			oui	1979102612				1983121612			oui
1976102412		oui		1979121400		oui		1983122100			oui
1976102500				1980013112			oui	1984032712			
1976102512				1980020912			oui	1984050212		oui	
1976110812	oui			1980021000			oui	1984050312			oui
1976110912	oui	oui		1980022412			oui	1984050612			
1976111000	oui	oui		1980031912			oui	1984051712			
1976111012			oui	1980051400			oui	1984051900			oui
1976121812			oui	1980061412			oui	1984051912			oui
1976122012			oui	1980080212			oui	1984070112			
1976123112			oui	1980082512			oui	1984071112			
1977010100				1980091912			oui	1984072400			
1977010112			oui	1980092012			oui	1984073012			
1977012200			oui	1980092100	oui	oui		1984073112			oui
1977012300		oui		1980092112	oui	oui		1984080312			oui
1977012312		oui		1980092200	oui	oui		1984082212			
1977022012			oui	1980101512	oui	oui		1984082300			oui
1977022212			oui	1980101600	oui	oui		1984082312		oui	
1977022400				1981032600			oui	1984092812			oui
1977022412				1981032812			oui	1984100112		oui	
1977030912			oui	1981032900			oui	1984101812			oui
1977031112		oui		1981040300				1984110412			oui
1977031612			oui	1981040612				1984110500			
1977031712			oui	1981041112				1984110700			oui
1977031800			oui	1981042600			oui	1984110712		oui	
1977032200				1981050712			oui	1984110800			
1977032312		oui		1981050900			oui	1984110900			
1977032400				1981050912			oui	1984111000			
1977041712			oui	1981051612				1984113000			oui
1977050212			oui	1981052012				1984113012		oui	
1977050412			oui	1981052512				1984120100		oui	
1977051212				1981060212			oui	1985012112			oui
1977051912				1981060312		oui		1985012212			oui
1977052512				1981060812				1985032512			oui
1977060812				1981060912			oui	1985032612			
1977060912			oui	1981062712			oui	1985040712			oui
1977061000		oui		1981062800		oui		1985052612			
1977061312		oui		1981073112				1985052712			
1977081712			oui	1981092012			oui	1985060612			oui
1977082612			oui	1981092100			oui	1985070312			oui
1977100512	oui	oui		1981092112			oui	1985070412		oui	
1977100612	oui	oui		1981092212				1985071412			oui
1977100712			oui	1981092600		oui		1985072612			
1977100800			oui	1981092612		oui		1985072812		oui	
1977100812				1981100112				1985072900		oui	
1977102012	oui	oui		1981100312			oui	1985100412			
1977102100	oui	oui		1981100512		oui		1985110512			oui
1977102112	oui	oui		1981100612				1985120500			oui
1977102200	oui	oui		1981100912			oui	1985120512			oui
1977102300	oui	oui		1981101712				1985120600			
1978011112			oui	1981122712			oui	1985120812			oui
1978011912				1981123012		oui		1985120900			oui
1978022412			oui	1981123112			oui	1985122212			oui
1978022500			oui	1982010400			oui	1985122800			oui
1978030112			oui	1982011600			oui	1985122812			
1978030312			oui	1982020312			oui	1986020300			oui
1978030400			oui	1982021112				1986020312			
1978031612				1982040112			oui	1986040212			oui
1978032900			oui	1982040200			oui	1986040312			oui
1978032912			oui	1982040512			oui	1986040712			
1978033012				1982050400			oui	1986041512			oui
1978043012				1982050412			oui	1986042112			oui
1978050312			oui	1982051612			oui	1986042312			
1978050500				1982053012			oui	1986042412			oui
1978050512			oui	1982060412				1986042500			
1978051812			oui	1982062212			oui	1986042600		oui	
1978060512				1982072012				1986050312			oui
1978060612			oui	1982080212			oui	1986050512			
1978060712			oui	1982082512		oui		1986050612			oui
1978073112		oui		1982102212				1986050700			oui
1978080612				1982109000		oui		1986050712		oui	
1978101212			oui	1982121712			oui	1986051312			oui
1978121112				1983041100			oui	1986052100			oui
1978122112			oui	1983041112			oui	1986062212			
1978122712			oui	1983041712			oui	1986072312			
1979012212			oui	1983041812			oui	1986081712			oui
1979012712			oui	1983041900			oui	1986091412			oui
1979031412				1983042012			oui	1986091500			oui
1979031512			oui	1983042212				1986091512			oui
1979031800			oui	1983042300			oui	1986091600			oui
1979031912				1983042312			oui	1986091612			
1979032512		oui		1983042500			oui	1986091712		oui	
1979032600				1983042612				1986092412		oui	
1979041012			oui	1983042712		oui		1986111012			oui
1979041100			oui	1983042812		oui		1986111100			oui
1979051712			oui	1983043000			oui	1986111112			oui

critères dynamiques	critères dyn. et pluvio.	evts CPP	Autres evts pluvieux	critères dynamiques	critères dyn. et pluvio.	evts CPP	Autres evts pluvieux	critères dynamiques	critères dyn. et pluvio.	evts CPP	Autres evts pluvieux
1986111312		oui		1993042312			oui	1995101400			oui
1987032512			oui	1993042400			oui	1995101412			oui
1987032712				1993042412				1995102400			oui
1987040312				1993042500			oui	1995111200			oui
1987040512		oui		1993042512	oui	oui		1995112600			oui
1987042900				1993042600	oui	oui		1995112612			oui
1987042912			oui	1993042612			oui	1995121612			oui
1987061012		oui		1993051100			oui	1995121700			oui
1987061312			oui	1993051800				1996109912			oui
1987061500		oui		1993051812			oui	1996112122			oui
1987081712				1993052012			oui	1996118800			oui
1987082312		oui		1993052612			oui	1996121000			oui
1987092112			oui	1993052700	oui		oui	1996123900	oui		oui
1987092600		oui		1993052712	oui	oui		1996123212		oui	
1987100312			oui	1993060200			oui	1996125122			oui
1987100512	oui	oui		1993060912				1996022512			oui
1987101512				1993061012	oui			1996042000			
1987102100		oui		1993073012			oui	1996042112			oui
1987120312			oui	1993081412			oui	1996042212			oui
1988011312			oui	1993082212			oui	1996051800			
1988011400				1993082712	oui	oui		1996051812	oui	oui	
1988011512				1993090800	oui		oui	1996051900	oui	oui	
1988011600				1993090812	oui	oui		1996060100			oui
1988012812			oui	1993090900			oui	1996062112			
1988012900				1993090912		oui		1996070512		oui	
1988020400			oui	1993092100			oui	1996070712	oui		
1988033000				1993092112			oui	1996072712			oui
1988041612			oui	1993092200	oui			1996080512			oui
1988041912			oui	1993092212	oui	oui		1996081012			
1988042312			oui	1993093012			oui	1996091912	oui		oui
1988050112			oui	1993100100		oui		1996100100			oui
1988050200		oui		1993100512	oui	oui		1996101300			oui
1988050212		oui		1993100518	oui	oui		1996101312		oui	
1988063012		oui		1993100600	oui	oui		1996101412	oui	oui	
1988080212				1993100612	oui	oui		1996110500			oui
1989012012				1993100712	oui	oui		1996111200	oui	oui	
1989021012			oui	1993100800	oui		oui	1996111300	oui	oui	
1989022512			oui	1993101112	oui	oui		1996120412			
1989032812			oui	1993101200	oui	oui		1996120500			oui
1989033012			oui	1993101212	oui	oui		1997010812			oui
1989033112			oui	1993101312			oui	1997011512			
1989040412				1993101400			oui	1997011912	oui	oui	
1989040800				1993101612			oui	1997012212		oui	
1989040812				1993101712	oui	oui		1997022512			
1989051000			oui	1993101800			oui	1997050500			oui
1989070612			oui	1993110300	oui		oui	1997051100			
1989072012				1994010612	oui		oui	1997051512			oui
1989091712				1994010700			oui	1997051612			oui
1989091912			oui	1994020400				1997051712	oui		
1989102212				1994022300			oui	1997051912			oui
1989102312				1994022612			oui	1997052412			
1989112000			oui	1994022712	oui		oui	1997060500			
1989112012			oui	1994022800	oui		oui	1997060712		oui	
1989112100				1994022812	oui		oui	1997062112			
1989112112	oui	oui		1994031200			oui	1997062912			oui
1989121812	oui			1994033012				1997082800	oui	oui	
1989122612				1994042300			oui	1997101812			oui
1990013000			oui	1994050800			oui	1997110600		oui	
1990020100				1994051112			oui	1997110612	oui	oui	
1990020612			oui	1994051200	oui	oui		1997110700	oui		oui
1990030812		oui		1994051212	oui	oui		1997111112	oui	oui	
1990061912		oui		1994051300			oui	1997121700			oui
1990062000		oui		1994051312			oui	1997121812	oui		oui
1990062912				1994051512				1997121900	oui	oui	
1990072812			oui	1994051612			oui	1997121912	oui	oui	
1990101218			oui	1994051700			oui	1998011200			oui
1990102112				1994051712	oui	oui		1998011212			oui
1990102118			oui	1994052212			oui	1998011300			oui
1990102212			oui	1994052300			oui	1998011312	oui	oui	
1990102312			oui	1994060212			oui	1998040312			
1990102500			oui	1994062600	oui	oui		1998040400	oui	oui	
1991011600			oui	1994071712				1998040700	oui		oui
1991030500			oui	1994081000	oui	oui		1998041500			oui
1991030512			oui	1994081012	oui	oui		1998042612			oui
1991030600			oui	1994083012			oui	1998042700	oui		
1991030612			oui	1994090712			oui	1998050812			
1991030800			oui	1994090800			oui	1998051212			oui
1991030812			oui	1994091212	oui		oui	1998052712		oui	
1991032112			oui	1994092212				1998052800		oui	
1991032200			oui	1994092300		oui		1998072012			
1991062212				1994092312				1998090212			oui
1991062700				1994092400			oui	1998091012			oui
1991073012				1994092412				1998092612	oui	oui	
1991080712			oui	1994092512			oui	1998101700			oui
1991082212			oui	1994092600			oui	1998123100			oui
1991101100	oui			1994101412			oui	1999010100			
1991110400			oui	1994101812			oui	1999011700			oui
1992010312			oui	1994102000	oui	oui		1999011712		oui	
1992010900			oui	1994110212			oui	1999030400	oui	oui	
1992010912			oui	1994110312			oui	1999031112			
1992033012			oui	1994110400	oui	oui		1999032512			oui
1992040312			oui	1994110500	oui	oui		1999032612	oui	oui	
1992051412				1994110512			oui	1999041412	oui		oui
1992051612				1994110912			oui	1999042912		oui	
1992052900			oui	1994120712			oui	1999051000			
1992053112			oui	1995011712			oui	1999051712	oui		oui
1992062400				1995020200			oui	1999051800	oui	oui	
1992080812				1995021312			oui	1999051812			
1992080912				1995042200	oui	oui		1999051900		oui	
1992092612			oui	1995051612			oui	1999060212			
1992092700			oui	1995070212				1999060512	oui	oui	
1992092712			oui	1995072600				1999070412			
1992121512			oui	1995090712	oui	oui		1999070512	oui	oui	
1992121600			oui	1995091012			oui	1999080612			oui
1992121912			oui	1995091100			oui	1999080800		oui	
1992122112			oui	1995091800	oui		oui	1999080912		oui	
1993011700			oui	1995091912	oui	oui		1999081612	oui		oui
1993040100			oui	1995100300			oui	1999082512			
1993042100			oui	1995100312			oui	1999091412			
1993042112				1995100400			oui	1999091906		oui	

critères dynamiques	critères dyn. et pluvio.	evts CPP	Autres evts pluvieux	critères dynamiques	critères dyn. et pluvio.	evts CPP	Autres evts pluvieux
1999091912		oui		2002111400			
1999091918		oui		2002111412			oui
1999092000		oui		2002111500			oui
1999092218		oui		2002111512		oui	
1999092300		oui		2002111712			
1999092312		oui		2002112012		oui	
1999092512	oui	oui		2002112100			oui
1999092518	oui	oui		2002112112			oui
1999092600	oui	oui		2002112312		oui	
1999102506				2002112400		oui	
1999102512		oui		2002112412	oui	oui	
1999102518			oui	2002112500	oui	oui	
1999110212	oui		oui	2002112812			oui
1999120912	oui		oui	2002121212			oui
2000032400	oui	oui		2002122712	oui	oui	
2000040300			oui	2003012100			oui
2000040312			oui	2003022000			oui
2000040400	oui	oui		2003022512			oui
2000040412	oui	oui		2003022612			oui
2000041412			oui	2003022700			oui
2000041612			oui	2003030600			
2000042212			oui	2003032812			oui
2000042300			oui	2003041000			oui
2000042612				2003042512			oui
2000042712			oui	2003042612			oui
2000042800			oui	2003043012			
2000051100		oui		2003050712			oui
2000051112			oui	2003050812			oui
2000060512	oui		oui	2003052412			oui
2000062012				2003060412			oui
2000070212				2003062312			oui
2000070612				2003063012			
2000072512			oui	2003071512		oui	
2000081812				2003071600			oui
2000091912	oui	oui		2003071612		oui	
2000092912		oui		2003072012			oui
2000101512			oui	2003072112			oui
2000101600				2003072712		oui	
2000102012				2003082812	oui	oui	
2000102100			oui	2003082900	oui	oui	
2000102112			oui	2003100112		oui	
2000103100	oui	oui		2003100200		oui	
2000111300	oui	oui		2003100212		oui	
2000111312	oui	oui		2003100300		oui	
2000112312	oui	oui		2003102000		oui	
2000112912			oui	2003103112			
2000120112			oui	2003111600			oui
2000120200			oui	2003111612			
2000120212		oui		2003112200	oui		
2000120712	oui	oui		2003112212	oui		oui
2000120800	oui	oui		2003112300	oui	oui	
2000120812	oui	oui		2003112312	oui	oui	
2000122412			oui	2003112400	oui	oui	
2001010200			oui	2003120100	oui	oui	
2001010612			oui	2003120112	oui	oui	
2001020700		oui		2003120200			oui
2001020712		oui		2003120212			oui
2001020800		oui		2003120312			oui
2001020812		oui		2003120412			oui
2001022712				2003121812			oui
2001030800			oui	2003122700			oui
2001031612			oui	2003122800			oui
2001032412			oui	2004022112			oui
2001042912			oui	2004031300			
2001043000			oui	2004033100			
2001043012		oui		2004040112			oui
2001050100		oui		2004040200			oui
2001051412			oui	2004040212			
2001051500		oui		2004042712			oui
2001051612		oui		2004042812			oui
2001051700				2004050212			oui
2001060812				2004062300		oui	
2001061512			oui	2004070712			oui
2001070500			oui	2004070800		oui	
2001070512		oui		2004072212			oui
2001070600		oui		2004081000			oui
2001070612		oui		2004081012	oui	oui	
2001071412			oui	2004081212			
2001081812		oui		2004081612			oui
2001092312	oui	oui		2004081712	oui	oui	
2001092900			oui	2004081812		oui	
2001100300		oui		2004081912	oui	oui	
2001100612			oui	2004100812			oui
2001100700				2004100912		oui	
2001101800		oui		2004101900	oui	oui	
2001102000	oui	oui		2004102012			
2001102012	oui	oui		2004102712			
2002010812			oui	2004102800			
2002013100			oui	2004120212	oui	oui	
2002020212			oui	2005032200			oui
2002020312		oui		2005040712			oui
2002031212		oui		2005040800			oui
2002031312		oui		2005041500			oui
2002031412		oui		2005050212			oui
2002031500		oui		2005051312		oui	
2002031612			oui	2005051400		oui	
2002031712				2005052112			oui
2002040612				2005061312			oui
2002050100			oui	2005072712			oui
2002050112				2005072912			oui
2002051712			oui	2005090712		oui	
2002052300				2005101512	oui	oui	
2002060500			oui	2005101812			oui
2002070812			oui	2005102700			
2002091900			oui	2005102712			oui
2002101600		oui		2005102800			oui
2002101612		oui		2005102912			oui
2002102100			oui	2005110412		oui	
2002103012			oui	2005111212			oui
2002111300				2005120212	oui		oui

Annexe 4-Comparaison de moyennes-Test de Student

Nous avons montré au chapitre 5, que parmi les radiosondages répondant aux critères dynamiques, 121 répondaient également aux critères pluviométriques (événements de CPP) et 229 n’y répondaient pas (autres événements pluvieux). Nous avons donc deux échantillons que nous savons différents. Pour montrer que ces deux échantillons ne proviennent pas d’une même population mais diffèrent statistiquement du point de vue des conditions atmosphériques, et ainsi justifier l’utilisation des méthodes statistiques au chapitre 6, nous avons réalisé un test de comparaison des moyennes de certains indicateurs (Test de Student). En comparant ces moyennes, nous n’expliquons pas pourquoi nous avons des événements de CPP plutôt qu’un autre type d’évènement, mais nous montrons que certaines variables lors des événements de CPP présentent une anomalie par rapport aux caractéristiques climatologiques des autres événements pluvieux.

Illustrons cette comparaison de moyennes pour une variable : le cisaillement directionnel. Nous avons deux échantillons : le groupe 1 composé de 121 radiosondages et le groupe 2 composé de 229 radiosondages. Ces deux groupes sont-ils issus de la même population en ce qui concerne la variable « cisaillement directionnel » ? Autrement dit, possèdent-ils la même moyenne ? Le cisaillement directionnel moyen vaut $0,16 \text{ rad.km}^{-1}$ pour le groupe 1 et $0,18 \text{ rad.km}^{-1}$ pour le groupe 2. L’écart entre les deux moyennes paraît faible, mais il est nécessaire de tenir compte de la variabilité des valeurs au sein de chaque groupe, d’où le test de Student. Nous ne vérifions pas l’hypothèse de normalité des distributions de la variable, le test étant robuste si les échantillons ont une taille supérieure à 20 individus. Le test de Student repose sur la comparaison de la variable de Student définie par :

$$T_{n_1+n_2-2} = \frac{(\bar{X}_1 - \bar{X}_2)}{\sqrt{(n_1 S_1^2 + n_2 S_2^2) \left(\frac{1}{n_1} + \frac{1}{n_2} \right)}} \sqrt{n_1 + n_2 - 2}$$

à la valeur de la variable de décision (k) qui correspond au quantile 97,5% de la loi de Student à (n_1+n_2-2) degrés de liberté soit dans notre cas 1,96.

Pour ce cas concret nous avons :

$$\bar{X}_1 = 0,16 \text{ et } \bar{X}_2 = 0,18$$

$$S_1^2 = 0,0018 \text{ et } S_2^2 = 0,0022$$

$$n_1 = 119 \text{ et } n_2 = 227$$

d'où $T_{n_1+n_2-2} = -3,96$ ce qui est supérieur en valeur absolue à k . Donc les deux moyennes sont différentes statistiquement. Les évènements de CPP ont, en moyenne, un cisaillement directionnel plus faible que les autres évènements pluvieux.

Ce test de comparaison de moyennes a été réalisé pour plusieurs variables : flux d'humidité, eau précipitable, vitesse moyenne du vent, humidité relative à certains niveaux, cisaillement unidirectionnel, etc...Le calcul pour quelques unes est présenté dans le tableau ci-dessous. Les résultats montrent des différences statistiquement significatives. Si nous considérons les variables indépendamment les unes des autres, nous pouvons donc en conclure que le groupe 1 et le groupe 2 des radiosondages ne proviennent pas de la même population, vis-à-vis de cette variable particulière. Cependant, l'analyse d'un radiosondage et sa comparaison à un autre ne peuvent se faire uniquement en étudiant les variables unes à unes : il faut considérer l'ensemble des variables caractéristiques interagissant entre elles. Il s'agit de comparer des radiosondages et non pas des indicateurs particuliers de ces radiosondages. La comparaison des moyennes unes à unes n'est donc pas adaptée. L'analyse des données par des méthodes statistiques (analyse factorielle discriminante et réseau de neurones nous permet de comparer des radiosondages en considérant un ensemble de variables.

Variables	X_1	X_2	S_1^2	S_2^2	n_1	n_2	T	k	Conclusions
Flux d'humidité	0,398	0,3	0,024	0,017	121	228	5,93	1,96	Différence significative
Eau Précipitable	26,14	24	51,67	50,79	121	228	2,65	1,96	Différence significative
Flux d'humidité potentialisé	0,317	0,2	0,02	0,012	121	228	7,83	1,96	Différence significative
Eau Précipitable potentialisée	21	18	47,15	46,9	121	227	3,89	1,96	Différence significative
Vitesse vent à 950hPa	14	11	31,4	14,8	119	227	5,22	1,96	Différence significative
Vitesse vent à 850hPa	17	14	27,8	20,1	119	227	5,27	1,96	Différence significative
Vitesse vent à 750hPa	18	15	29,2	21,6	119	227	5,13	1,96	Différence significative
Humidité relative à 950hPa	83	78	116,4	219,6	120	224	3,57	1,96	Différence significative
Humidité relative à 850hPa	82	77	242,7	432	120	224	3,59	1,96	Différence significative
Humidité relative à 750hPa	71	66	453,7	697	120	224	2,83	1,96	Différence significative
Humidité relative à 500hPa	53	48	729	786	120	224	2,68	1,96	Différence significative
Vitesse du vent moyenne	23	19	23,3	32,5	119	227	6,85	1,96	Différence significative
Cisaillement	5,36	4,8	1,94	2,1	119	227	3,5	1,96	Différence significative
Direction vent à 950hPa	162	159	317,6	352	119	227	1,46	1,96	Différence non significative
Direction vent à 850hPa	177	174	253,8	256,3	119	227	1,73	1,96	Différence non significative
Direction vent à 500hPa	213	210	367,5	635	119	227	1,24	1,96	Différence non significative
Flux d'humidité potentialisé à 550hPa	0,011	0,009	0,0001	0,0001	121	229	1,61	1,96	Différence non significative
CAPE	180	128	140175	59146	119	227	1,37	1,96	Différence non significative

Tableau 1 : Test de Student pour quelques variables issues des radiosondages

Annexe 5-Interprétation du réseau de neurones

Un réseau de neurones est comme une boîte noire : l'affectation à un groupe d'un radiosondage en entrée dépend des multiples connexions entre les variables d'entrée et les neurones cachés puis entre les neurones cachés et les neurones de sortie. L'ensemble des connexions entre en jeu de manière non linéaire dans le résultat final. Déterminer la ou les connexions et donc les variables ayant le plus d'influence sur ce résultat est donc très difficile. Nous montrons dans ce paragraphe que la méthode d'élagage des connexions (Bennani, 2006), adaptée pour des réseaux d'architecture simple, devient difficilement applicable pour un réseau composé de plusieurs neurones cachés et variables de sorties.

La technique d'élagage des connexions est la suivante : au cours de la phase d'apprentissage, les connexions entre les variables d'entrée et la couche cachée dont les poids sont les plus faibles sont supprimées. A la fin de cette phase, ne restent donc que les connexions (et donc les variables initiales) qui expliquent au mieux la discrimination entre les deux groupes.

Nous avons réalisé plusieurs tentatives de suppression des connexions : dans un premier temps, nous choisissons de supprimer 50% des connexions, puis 60%, 70%, 80% et 90%. En fonction du pourcentage d'élagage souhaité, les connexions entre les variables d'entrée et les neurones de la couche cachée dont les poids sont les plus faibles sont régulièrement supprimées (poids forcé à 0) au cours des 2000000 itérations. Le fichier de données est le fichier utilisé en entrée du réseau lors de la phase de prédiction, c'est-à-dire 174 radiosondages (91 du groupe 1 et 83 du groupe 2) caractérisés par les 16 variables discriminantes.

La manière simplifiée dont nous analysons les connexions est présentée sur la figure 1. Nous représentons les connexions restantes suite à l'élagage entre une variable d'entrée X et les deux variables de sorties S_1 et S_2 . Nous rappelons qu'un radiosondage est classé dans le groupe 1 (événement de CPP) si S_1 est proche de 1 et S_2 est proche de 0. Intéressons nous à la connexion entre la variable X et les variables de sortie par l'intermédiaire du neurone caché C_1 . Les flèches bleues représentent un poids négatif et la flèche rouge un poids positif. Si la variable X (positive) augmente, la valeur d'entrée du neurone caché va donc diminuer. La liaison entre C_1 et S_1 étant également négative, finalement la sortie S_1 va augmenter. Par contre la sortie S_2 va diminuer. Dans ce cas très simple de considération d'un seul neurone caché, un radiosondage ayant une forte valeur X sera donc classé comme un événement de CPP. Cependant pour savoir si l'augmentation ou la diminution d'une variable X favorise un événement de CPP ou non, il est nécessaire de considérer toutes les liaisons entre les neurones et également la valeur des poids (pas seulement leur signe). Comme seules les évolutions (diminution ou augmentation) des sorties nous intéressent, nous considérons que S_1 s'obtient à partir de l'équation suivante :

$$S_1 = \sum_i X * W_{Xi} * CS_{i1} \quad (\text{Eq.1})$$

où i représente les neurones cachés. Il est donc possible de déterminer les variations de S_1 en fonction des variations de X.

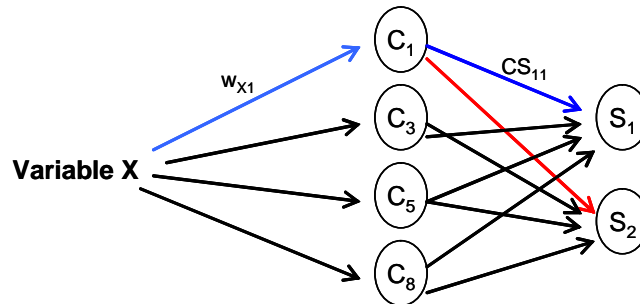


Figure 1 : Analyse simplifiée des connexions entre une variable d'entrée X et les variables de sorties S_1 et S_2 . Les flèches bleues représentent des poids négatifs, les flèches rouges des poids positifs. Les poids notés W_{Xi} représentent les connexions entre la variable d'entrée X et le neurone caché i ; les poids notés CS_{ij} représentent la connexion entre le neurone caché i et la variable de sortie S_j . Seuls deux poids sont représentés sur la figure par souci de simplification

Nous avons donc calculé la valeur de S_1 pour une valeur de $X=1$, puis de $X=2$ en fonction des pourcentages d'élagage testés (donc des connexions restantes). Pour un élagage de 50% les résultats sont les suivants : une augmentation de la vitesse moyenne du vent, du flux d'humidité potentialisé entre 0-1000m, du géopotential à 950hPa, 750hPa et 700hPa auront tendance à favoriser le déclenchement d'un évènement de CPP. Pour toutes les autres variables parmi les 16, c'est une diminution qui est nécessaire. Pour un élagage de 60%, contrairement au cas précédent, la vitesse moyenne du vent doit diminuer et le gradient de température potentielle équivalente entre 0 et 1000m doit augmenter. Les conclusions sont ainsi très fluctuantes en fonction du pourcentage d'élagage choisi. Ces résultats sont parfois également en contradiction avec l'interprétation fournie par l'AFD. Il est donc difficile de conclure quant à l'interprétation du réseau de neurones. La suppression de connexions détériore les performances du réseau. Nous avons en effet montré que les 16 variables étaient toutes nécessaires pour discriminer les deux groupes. Quelle confiance avoir alors en des poids qui finalement ne permettent pas « d'apprendre » le jeu de données ? Ne supprimer aucune connexion permet de s'affranchir de cette détérioration des performances. Calculer l'évolution de la variable de sortie en fonction de la variation d'une variable d'entrée avec l'équation Eq.1 est toujours faisable mais n'a plus de sens. En effet, les poids des connexions sont calculés par le réseau en prenant en compte toutes les variables d'entrée simultanément. Chaque poids a donc un sens parce qu'il est « associé » à tous les autres. Si nous nous limitons ensuite à l'interprétation des connexions d'une seule variable, pour déterminer ses variations favorables à la CPP, nous commettons donc une erreur : les variations de cette variable ne peuvent s'interpréter qu'en considérant les variations des autres variables. C'est ce qui rend l'interprétation des RN difficile et difficilement simplifiable. Mais comme le RN fonctionne, nous ne pouvons pas souscrire à l'idée que le RN soit définitivement ininterprétable. Il faudrait y revenir dans une démarche de consolidation des connaissances.

THESE DE DOCTORAT DE L'UJF

Titre de l'ouvrage :

Les précipitations orographiques organisées en bandes dans la région Cévennes-Vivarais :
Caractérisation et contribution au régime pluviométrique

Auteur :

Angélique GODART

Etablissement :

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

Résumé :

Ce travail de thèse est dédié à l'étude d'un type de convection peu profonde sur la région des Cévennes. Cette convection peu profonde est associée à des précipitations organisées en bandes et localisées sur le relief. Bien que d'intensité faible, ces précipitations peuvent avoir un impact en hydrologie car elles durent longtemps. Nous souhaitons, d'une part comprendre les processus associés à ces précipitations, et d'autre part évaluer leur contribution au régime pluviométrique de la région. Pour ce faire, la première étape consiste en l'élaboration d'une classe de temps composés de tels événements, car à ce jour, seulement 20h de précipitations orographiques organisées en bandes ont été observées. Cette classe de temps est construite à partir de critères dynamiques et pluviométriques puis complétée par l'utilisation de méthodes statistiques linéaire et non linéaire. Une fois la classe de temps élaborée, les conditions atmosphériques favorables au déclenchement de la convection peu profonde organisée en bandes sont étudiées à partir des radiosondages, des réanalyses ERA40 et de simulations numériques avec MesoNH. L'élaboration de cette classe de temps permet également d'évaluer la contribution de ces pluies au régime pluviométrique en rapportant le cumul des précipitations réanalysées pour les jours extraits à l'ensemble des précipitations observées entre 1976 et 2005. Malgré les incertitudes, cette contribution n'est pas négligeable. Ceci suggère l'intérêt de développer un réseau d'observation permettant de mieux appréhender ces événements.

Mots clés :

Précipitation orographique, convection peu profonde, radiosondage, analyse factorielle discriminante, réseaux de neurones, modélisation atmosphérique meso-échelle.