



HAL
open science

Les Précipitations : observations et prévisions

Céline Planche, Frédéric Tridon, Marie Monier, Joël van Baelen

► **To cite this version:**

Céline Planche, Frédéric Tridon, Marie Monier, Joël van Baelen. Les Précipitations : observations et prévisions. Des Volcans aux nuages - L'observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand (Vol2), 2017. hal-01893736

HAL Id: hal-01893736

<https://hal.science/hal-01893736>

Submitted on 22 Feb 2024

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.

Les Précipitations : observations et prévisions.

Céline Planche, Frédéric Tridon, Marie Monier et Joël Van Baelen*

Laboratoire de Météorologie Physique, Observatoire de Physique du Globe de Clermont Ferrand

* actuellement "Post-doctoral Scientist", University of Leicester, Royaume-Unis

Résumé

Les précipitations sont une composante majeure du cycle de l'eau terrestre et, avec les nuages, sont à la fois acteurs et victimes du changement climatique. Dans le cadre des travaux scientifiques du LaMP, nous nous intéressons plus particulièrement ici à leur observation et leur modélisation dans le but d'améliorer leur prévision. Concernant l'observation des précipitations, après une description élémentaires des principes et attributs respectifs des différents instruments de mesures : pluviomètres, disdromètres et radars, nous décrivons plus spécifiquement leur mise en œuvre au LaMP. Quant à la modélisation, nous décrivons les différents types de modèles existant avec notamment un focus sur le modèle spécifique DESCAM disponible au LaMP avant d'illustrer son usage en conjonction des observations sur un cas d'étude estival de moyenne montagne.

Abstract

Precipitations are a major component of the terrestrial water cycle, while together with clouds, they are also actors and victims of climate change. In the framework of LaMP's scientific endeavours, we will focus here on their observation and modeling with the intent to improve their forecast. Regarding observation of precipitation, after a brief and basic description of the respective principles and characteristics of the different measurement instruments: rain gauges, disdrometers and radars, we will further develop their implementation and deployment at LaMP. Considering modeling, we first describe the different types of models with a stronger focus on LaMP's bin resolved model DESCAM before illustrating its use in conjunction with observations on a summer mid-range mountain study case.

Préambule

Nous avons tous en tête une représentation du cycle de l'eau terrestre avec ses différents compartiments:

- *l'évaporation et l'évapotranspiration* qui dégagent de la vapeur d'eau dans l'atmosphère,
- *la condensation et le transport atmosphérique* qui forment les nuages et redistribuent la distribution de l'eau atmosphérique,
- *les précipitations* solides et liquides qui restituent l'eau à la terre, alimentent la biosphère, et régénèrent les glaciers,
- *l'écoulement par ruissellement ou infiltration* qui restituent l'eau à sa source afin d'alimenter un nouveau cycle. (Figure 1)

Au sein de ce cycle, les travaux du Laboratoire de Météorologie Physique (LaMP) portent plus spécifiquement sur le cycle de vie des nuages, de leur création à partir des phases gazeuses et moléculaire de l'atmosphère jusqu'aux précipitations, tout en décrivant finement les processus microphysiques qui s'y déroulent ainsi que leurs interactions avec le changement climatique dont les nuages sont à la fois acteurs et victimes. En effet, nuages et précipitations jouent un rôle majeur dans la redistribution de l'énergie au sein de l'atmosphère, que ce soit par l'absorption ou la restitution d'énergie thermique par les processus de condensation ou d'évaporation, ou par l'effet sur le bilan radiatif engendré par leur plus ou moins grande perméabilité aux rayonnements solaires et infrarouges en fonction de leur constitution, de leur altitude sommitale et de leur étendue. De même, les nuages sont le site de nombreuses réactions chimiques et photochimiques et les gouttes d'eau nuageuses transportées sur des dizaines voire parfois des milliers de kilomètres au sein des nuages vont alors retomber sur d'autres régions et imprégner l'environnement local par déposition ou lessivage. C'est notamment le cas des pluies acides, mais aussi pour certaines formes de bactéries, levures et champignons, avec tout ce que cela comporte comme effets sur les cultures et territoires impactés. Enfin, si la pluie joue un rôle dans la façon dont l'activité anthropique impacte l'environnement, elle est également affectée par la pollution engendrée. En effet, l'apport d'aérosols en grand nombre par les rejets de l'activité humaine (industries, chauffages, transports) a pour conséquence de générer plus de gouttes mais plus petites, modifiant ainsi la structure du système convectif et précipitant.

Ainsi, nuages et précipitations sont à la fois fortement impactés par le changement climatique et l'activité anthropique mais aussi acteurs de ces derniers. Parmi ces éléments, plusieurs font l'objet de descriptions détaillées dans d'autres chapitres de cet ouvrage. Nous nous concentrerons ici sur les précipitations.

Les précipitations sont un acteur majeur de notre environnement et de notre société : source de vie pour les territoires en apportant eau fraîche et irrigation indispensables à la survie des espèces animales et végétales, mais aussi parfois cause d'événements catastrophiques tels que crues, inondations et glissements de terrain destructeurs de biens publics et privés, et parfois même mortels pour nos sociétés.

0/ Introduction

Les précipitations sont le résultat de processus météorologiques extrêmement variables, et ceci, quelle que soit l'échelle spatiale (globale, régionale ou locale) ou temporelle (climatologique, annuelle ou événement pluvieux) considérée. L'hétérogénéité et l'intermittence du phénomène précipitant font de la pluie une grandeur physique difficile à prévoir. Pourtant, les enjeux liés à la prévision des précipitations sont considérables. En effet, il existe un besoin important dans divers domaines tels que l'hydrologie, la prévention des risques, l'agriculture... de restituer les

caractéristiques des champs précipitants à petite et moyenne échelles. Parmi ces caractéristiques, les plus utiles sont l'évolution temporelle, leur intensité, ainsi qu'une très bonne localisation spatiale.

Si l'effort scientifique pour mieux prévoir les précipitations a toujours été soutenu, la prévision quantitative des précipitations à l'aide de modèles numériques météorologiques reste un grand défi posé à la communauté des sciences atmosphériques. Bauer et al. (2011), par exemple, ont montré que les performances de la prévision quantitative des précipitations diminuent lorsque les précipitations sont très intenses et durant l'été quand de fortes variations thermiques apparaissent. De plus, dans le contexte actuel de climat changeant, il est également important de comprendre la physique des précipitations pour pouvoir projeter son évolution et confirmer que les événements exceptionnels destructeurs, tels que les inondations et sécheresses, deviendraient plus fréquents (Trenberth et al., 2003).

Une bonne compréhension des processus formant les précipitations a donc un double intérêt : d'une part, pour améliorer la prévision quantitative des précipitations (QPF) notamment à l'aide de modèles numériques, dont les performances sont limitées, et d'autre part, pour mieux évaluer l'impact global des précipitations sur le climat.

Deux stratégies de la recherche en sciences atmosphériques tendent à améliorer notre compréhension des processus de formation des nuages et précipitations et ainsi leur prévision. D'une part, la mesure précise des précipitations est un objectif majeur en physique de l'atmosphère car elle permet de comprendre les propriétés des précipitations à l'échelle des processus physiques. D'autre part, la modélisation à très fine échelle permet, elle aussi, de comprendre les processus mis en jeu dans la formation des précipitations mais fournit également une évolution temporelle précise.

Dans la suite de ce chapitre, nous détaillerons plus spécifiquement les moyens d'observations et de modélisations à fine échelle (c'est-à-dire à l'échelle d'un bassin versant) déployés par les équipes du LaMP et de l'OPGC, pour améliorer la prévision des précipitations.

I/ L'observation des précipitations

Dans ce paragraphe, les différents types d'instruments disponibles au LaMP et à l'OPGC pour la mesure des précipitations seront décrits : pluviomètres, disdromètres et radars. Cette plateforme permet d'une part la mesure directe du flux de précipitation obtenue par des pluviomètres et des disdromètres et d'autre part, la mesure, plus globale, mais indirecte du champ de réflectivité radar. La combinaison de ces deux mesures : le taux de précipitation R et la réflectivité radar Z permettent d'obtenir de l'information sur la distribution en taille des gouttes.

I-1/ Mesure directe et locale des précipitations

a) Pluviomètre

Le pluviomètre à auget basculant (Figure I-1) est l'instrument de base de la mesure des précipitations. Il est facile à mettre en œuvre et très répandu. La pluie est recueillie par un entonnoir et remplit un auget qui bascule dès qu'il est plein. Le nombre et l'heure de chaque basculement sont enregistrés. Ainsi, connaissant la surface de l'entonnoir et le volume de l'auget, on peut calculer le volume d'eau tombée par unité de surface et par unité de temps. On déduit le taux de précipitation R , donnée en mm/h qui est l'épaisseur d'eau tombée par unité de temps.



Figure I-1 : Pluviomètre à auget basculant (crédit : Cyril Fréssillon, photothèque CNRS).

Pour le modèle utilisé au LaMP, un basculement correspond à 0,2 mm de précipitations. On ne prend en compte que les données pour lesquelles il y a eu au moins trois basculements dans l'intervalle de temps considéré. Cela élimine les cas où l'auget est presque plein à la fin d'un événement, l'eau restante s'évapore avant la prochaine pluie et le premier basculement est faussé.

De nos jours d'autres types de pluviomètres existent également : des pluviomètres à pesée où l'eau récoltée est accumulée dans un baquet lui-même positionné sur un système de balance de précision, à micro-ondes fonctionnant sur le principe de la diffusion électromagnétique en zone proche, ou encore à rayonnement infra-rouge et correspondant au principe des détecteurs de pluie sur les parebrises.

b) Disdromètre

De l'anglais "distribution drop meter", les disdromètres servent à mesurer la distribution de gouttes et permettent évidemment d'en déduire le taux de précipitation, avec une meilleure résolution que les pluviomètres. Les premières mesures de la distribution de gouttes étaient directes mais extrêmement laborieuses. Elles consistaient à mesurer la taille de boulettes formées par la capture de gouttes de pluie dans une boîte remplie de farine (Laws et Parsons, 1943) ou la taille des impacts de gouttes de pluie sur un papier absorbant (Marshall et Palmer, 1948). Mais la mesure de la distribution de gouttes au sol a subi une révolution avec l'invention du disdromètre électromécanique, descendant direct des anciennes méthodes manuelles et appelé Joss-Waldvogel (JW) du nom de ses inventeurs (Joss et Waldvogel, 1967).

Le principe du disdromètre JW est de mesurer l'impact de chaque goutte tombant sur un disque d'une surface de 50 cm². La force de cet impact dépendant de la vitesse terminale de chute des gouttes, on en déduit la distribution en taille : chaque impact est converti en pulsation électrique puis en diamètre de goutte. Les gouttes sont ensuite comptabilisées dans 25 classes de diamètre allant de 0,3 à 5,3 mm par pas de 0,2. Toutes les gouttes supérieures à 5,3 mm sont assignées à la classe de diamètre maximum et le nombre de petites gouttes est sous-estimé dans les précipitations intenses ($R \geq 20 \text{ mm h}^{-1}$) car l'instrument a des temps morts d'échantillonnage. Ce déficit en petites gouttes n'a que peu d'influence sur le calcul de Z et R (Uijlenhoet et al., 2003).

Un autre bond dans l'étude de la distribution de gouttes a été réalisé avec le développement récent des disdromètres optiques qui permettent de mesurer simultanément le diamètre et la vitesse de chute des gouttes tout en évitant les problèmes techniques associés aux dispositifs mécaniques. Le disdromètre Parsivel (Löffler-Mang et Joss, 2000) (Figure I-2) fait partie de ces derniers : lorsque qu'une goutte coupe le faisceau laser plat d'une surface de 54 cm², la diminution de l'intensité du laser permet de déduire son diamètre alors que la durée de cette diminution permet de déduire sa vitesse de chute. Les gouttes sont rangées dans 32 classes de diamètre allant de 0 à 24 mm avec une largeur de classe variable.



Figure I-2 : Disdromètre Parsivel (crédit : Cyril Frésillon, photothèque CNRS).

Le principal apport d'un disdromètre optique est que la mesure du diamètre est directe sans aucune hypothèse sur la relation entre le diamètre et la vitesse de chute des gouttes. En effet, même si la plupart des relations vitesse-diamètre sont de très bonnes paramétrisations en général, dans certains cas (éclaboussements, échantillonnage trop rapide) elles ne sont pas adaptées (Donnadieu, 1980). Ces cas restent minoritaires et généralement il y a accord entre les distributions de gouttes déduites des disdromètres JW et des disdromètres optiques. La loi entre vitesse terminale de chute et le diamètre des gouttes est donc valable.

c) Limitations des mesures directes

Ces différents instruments fournissent une mesure locale de la pluie. Cela pose les trois problèmes suivants :

- en cas de vents forts, l'échantillonnage des gouttes est altéré : le taux de précipitation mesuré par le pluviomètre est sous-estimé ; la distribution de gouttes mesurée par disdromètre est déformée,
- les surfaces d'échantillonnage sont petites, il faut donc accumuler les données sur de longs intervalles de temps pour obtenir des mesures significatives en particulier pour des faibles précipitations,
- ces mesures sont locales et non représentatives du champ de pluie, en particulier lors de pluies convectives, connues pour être très hétérogènes sur de très courtes distances.

Pour mesurer la pluie sur l'ensemble d'un bassin hydrologique avec une résolution temporelle adéquate, il faut donc compléter ces mesures par la mesure radar.

I-2/ Mesure des précipitations par télédétection radar

Le terme radar est l'acronyme de RAdio Detection And Ranging et désigne les appareils de télédétection conçus pour détecter et localiser des cibles par ondes radio. Ici, le terme radio est générique et désigne l'ensemble du spectre électromagnétique de longueur d'ondes du mm à la dizaine de km. Initialement, la technique du radar a été développée à des fins militaires, principalement pendant la seconde guerre mondiale, dans le but de détecter des avions. Les premières mesures de précipitations par radar ont été faites pendant cette période et ont d'abord été considérées comme un bruit perturbant la détection des avions ennemis. Depuis, la technique

radar a beaucoup évolué, passant d'une description qualitative à des estimations quantitatives de nombreux paramètres météorologiques.

Dans cette partie, on rappellera de manière simplifiée le principe de la mesure par radar à impulsions (Doviak et Zrníc, 1993). Ensuite, on listera les différents types de radars météorologiques existants et on montrera les différentes erreurs de mesures radar.

a) Principe du radar à impulsions

Un radar est composé de trois éléments principaux : un émetteur, une antenne et un récepteur. L'émetteur génère, à intervalles réguliers, des impulsions d'énergie électromagnétique, de forte puissance, de durée très brève mais avec une fréquence élevée. L'antenne focalise cette énergie en un faisceau dans une direction précise. L'énergie est ensuite en partie absorbée et réémise par toutes sortes de cibles atmosphériques présentes dans le faisceau. La partie d'énergie renvoyée en direction du radar est captée par le récepteur (en général, l'antenne sert à la fois pour l'émission et la réception) et constitue ce qu'on appelle l'écho radar.

Sur des distances inférieures à la centaine de kilomètres, on peut considérer que les ondes électromagnétiques se propagent en ligne droite et à vitesse constante (égale à la vitesse de la lumière). Ainsi, la connaissance de l'orientation de l'antenne et du délai entre l'émission et la réception du signal permet de localiser la cible en direction et en distance. De plus, il existe deux types de récepteurs : les récepteurs incohérents qui ne mesurent que l'amplitude du signal rétrodiffusé et les récepteurs cohérents qui mesurent également la phase du signal. Cette mesure permet de déduire la section efficace de la cible et si le récepteur est cohérent la vitesse radiale de la cible par effet Doppler. Enfin, les radars dits polarimétriques permettent d'avoir une information sur la forme relative des cibles en émettant des ondes selon plusieurs polarisations. Dans le cas des gouttes, cela permet d'obtenir une information sur leur taille puisque, plus leur taille augmente, plus elles s'aplatissent (plus leur dimension horizontale est grande devant la dimension verticale).

L'équation du radar (Eq. I-1) permet de relier directement la puissance reçue $P(r)$ par le radar à la réflectivité du volume sondé $\eta(r)$ et la distance r des cibles échantillonnées. La constante C , appelée la constante du radar dépend des caractéristiques du radar utilisé : sa puissance d'émission, sa longueur d'onde λ et la taille de son faisceau (ou inversement la taille de son antenne).

$$P(r) = C \frac{\eta(r)}{r^2} \quad (\text{Eq. I-1})$$

Si l'on admet que les cibles sont réparties uniformément dans le volume de résolution V , défini par la section du faisceau et la longueur (ou durée) de l'impulsion, la section de rétrodiffusion de l'ensemble de ces cibles peut être écrite comme étant la somme de la section de rétrodiffusion σ de chaque cible divisée par le volume d'échantillonnage. C'est la section efficace volumique de rétrodiffusion radar [$\text{m}^2 \text{m}^{-3}$], on l'appelle la réflectivité radar qui est donnée par l'Eq. I-2.

$$\eta(r) = \sum_i \frac{\sigma_i}{V} \quad (\text{Eq. I-2})$$

Lorsqu'une onde électromagnétique interagit avec un corps dont les propriétés électriques diffèrent de celles du milieu environnant, une partie de l'énergie du champ incident est absorbée par le corps et apparaît sous forme de chaleur tandis que l'autre partie est diffusée dans toutes les directions. Dans le cas des précipitations, ce phénomène est décrit par l'application des équations de Maxwell à la diffusion d'une onde plane par une sphère homogène en milieu non absorbant. La

théorie de Mie (Mie, 1908) donne une solution générale à la section efficace de rétrodiffusion radar σ d'une goutte sphérique de diamètre D . Dans le cas où la taille des gouttes échantillonnées est très inférieure à la longueur d'onde du radar utilisé, l'approximation de Rayleigh (Battan, 1959) donne une version simplifiée de la section efficace de rétrodiffusion radar, appelée σ_R (Eq. I-3) :

$$\sigma_R(D) = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (\text{Eq. I-3})$$

Le coefficient $|K|^2$, appelé constante de normalisation de la réflectivité radar, s'exprime en fonction de l'indice complexe de réfraction de l'eau et dépend donc de la longueur d'onde et de la température mais peut être correctement approximé par $|K|^2 = 0,93$ pour toutes les températures et pour les longueurs d'onde allant de la bande S à la bande K (voir Tab. I-1 décrit ci-après). L'équation du radar s'applique également pour des particules de glace sphériques, la seule différence étant la valeur de $|K|^2 = 0,176$. Ainsi, pour des hydrométéores de même diamètre, la réflectivité est environ cinq fois plus faible pour la glace que pour l'eau. En revanche, lorsque des particules de glace commencent à fondre, elles se recouvrent d'une fine pellicule d'eau et leur réflectivité radar augmente rapidement jusqu'à atteindre les valeurs correspondant à des gouttes de même diamètre alors qu'elles sont composées de 70% de glace (Sauvageot, 1982).

Le facteur de réflectivité radar Z [$\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$] est défini par l'ordre 6 de la distribution en taille des gouttes (Eq. I-4).

$$Z = \int_0^{+\infty} N(D) D^6 dD \quad (\text{Eq. I-4})$$

Ce facteur est très utilisé car simplement proportionnel à la réflectivité radar (Eq. I-2) dans le cadre de l'approximation de Rayleigh. Les valeurs courantes du facteur de réflectivité radar couvrent plusieurs ordres de grandeurs, il est donc pratique d'utiliser une échelle logarithmique, avec comme unité le décibel dBZ (Eq. I-5), telle que :

$$Z[\text{dBZ}] = 10 \log Z[\text{mm}^6 \text{m}^{-3}] \quad (\text{Eq. I-5})$$

Le facteur de réflectivité radar Z est indépendant de la longueur d'onde. Il est donc très utilisé car il permet des comparaisons des mesures obtenues avec des instruments de longueur d'onde différente. Pourtant, ce n'est plus le cas lorsque les conditions de l'approximation de Rayleigh ne sont pas respectées. Les gouttes de pluie ont un diamètre maximum de 8 mm environ, l'approximation de Rayleigh n'est donc strictement valable que pour des radars de longueur d'onde supérieure ou égale à 10 cm.

b) Les différents types de radars météorologiques

On a vu précédemment que l'interaction onde-précipitations dépend de la longueur d'onde (et donc de la fréquence d'opération) du radar utilisé. Les radars les plus courants opèrent à des fréquences allant d'environ 5 MHz à 95 GHz. Devant un spectre de fréquences aussi large, il est évident que les technologies utilisées, leurs aptitudes et leurs applications sont très différentes selon la fréquence à laquelle le radar opère. Des lettres ont été choisies pour désigner les différentes bandes de fréquences utilisées (voir Tab. I-1).

La longueur d'onde influe principalement sur la réflectivité radar, sur la taille et le gain de l'antenne, et sur l'atténuation du signal. Les caractéristiques et applications des principales bandes de longueur d'onde utilisées en météorologie radar (Tab. I-1) sont décrites précisément dans Tridon (2011).

Désignation	Bande de fréquence	Longueur d'onde	Origine du nom
HF	3-30 MHz	100-10 m	H igh F requency
VHF	30-300 MHz	10-1 m	V ery H igh F requency
UHF	300-1000 MHz	1-0.3 m	U ltra H igh F requency
L	1-2 GHz	30-15 cm	L ong Wave
S	2-4 GHz	15-8 cm	S hort Wave
C	4-8 GHz	8-4 cm	Compromis entre S et X
X	8-12 GHz	4-2.5 cm	
K _u	12-18 GHz	2.5-1.7 cm	K urz- U nder
K	18-27 GHz	1.7-1.2 cm	de l'Allemand K urz (court)
K _a	27-40 GHz	1.2-0.75 cm	K urz- A bove
V	40-75 GHz	7.5-4 mm	
W	75-110 GHz	4-2.7 mm	W suit V dans l'alphabet
mm	110-300 GHz	2.7-1 mm	

Tab. I-1 : Lettres utilisées pour la désignation des bandes de fréquence radar

c) Les sources d'erreur

La qualité des mesures par radar peut être affectée par de nombreux facteurs. Dans les conditions normales de propagation dans l'atmosphère, le faisceau du radar peut rencontrer des cibles au sol. Cela peut causer, d'une part, de forts échos persistants, connus sous le nom d'échos de sol, et d'autre part, des effets de masque partiel ou total, tels qu'une fraction ou la totalité du faisceau ne va pas atteindre les zones de pluies au-delà de l'obstacle (Figure I-3). Une carte des échos de sol connus peut être utilisée pour corriger les mesures radars.

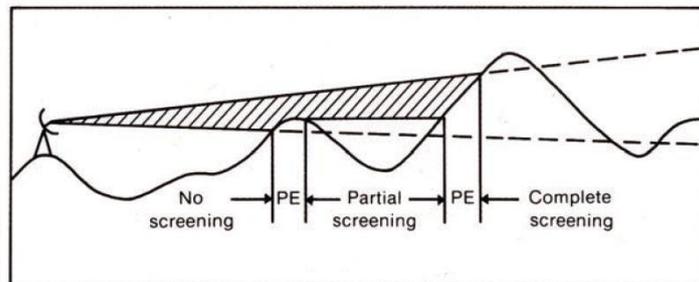


Figure I-3 : Illustrations des effets de masque partiel ("partial screening") et total ("complete screening") et des échos de sol (PE pour "permanent echo") (Figure issue de Tridon (2011), crédit John Wiley & Sons).

De nombreux éléments externes peuvent aussi apparaître dans les observations radars et perturber la mesure des précipitations. Les exemples les plus fréquents sont les avions, les oiseaux, les insectes, etc.

Enfin, la puissance du signal le long du parcours du faisceau peut être atténuée dans l'atmosphère, par des nuages, des précipitations et des gaz. Cependant, l'atténuation due aux nuages est négligeable dans la plupart des cas, et l'atténuation due aux gaz reste faible pour des distances courtes mais la contribution la plus importante est celle due aux précipitations (même si cette contribution reste négligeable pour des radars en bande S et C). Dans la littérature, de nombreux types de méthode de correction existent selon le radar utilisé.

d) Principe du radar en visée verticale

La visée verticale fait du radar un outil puissant capable de mesurer la distribution de gouttes. En effet, l'effet Doppler se traduit par le fait qu'une onde électromagnétique, reçue par un observateur mobile par rapport à un émetteur fixe ou bien par un observateur fixe par rapport à un émetteur mobile, subit un changement apparent de sa fréquence. Cette variation de fréquence f_D (pour fréquence Doppler) est proportionnelle à la vitesse relative v entre l'observateur et l'émetteur selon l'Eq. I-6.

$$f_D = \frac{v}{\lambda} \quad (\text{Eq. I-6})$$

où λ est la longueur d'onde de l'onde électromagnétique. Dans le cas du radar, celui-ci joue à la fois le rôle d'émetteur et de récepteur (l'observateur), mais l'onde reçue par le radar a en réalité été réémise par les cibles. Alors, grâce à l'effet Doppler, des cibles mouvantes induisent un décalage en fréquence de l'onde électromagnétique renvoyée vers le radar. Ainsi, en visée verticale, l'Eq. I-6 montre que le spectre Doppler contient des informations sur la vitesse de chute des hydrométéores mais aussi sur la vitesse verticale de l'air. De même, la puissance reçue à une fréquence donnée est une mesure de la réflectivité radar des hydrométéores donnant lieu au décalage en fréquence correspondant. Si l'on fait l'hypothèse que le vent vertical est négligeable, il est donc possible de retrouver un profil de la distribution de gouttes. De plus, le volume d'échantillonnage d'un radar étant important, les mesures sont statistiquement plus représentatives que celles d'un disdromètre ce qui, par ailleurs, permet d'obtenir une meilleure résolution temporelle.

I-3/ Etudes réalisées avec les radars du LaMP

Le Laboratoire de Météorologie Physique possède un ensemble complet d'équipements pour la mesure des précipitations. En plus des instruments classiques de mesure directe comme les pluviomètres et les disdromètres JW et Parsivel, le LaMP a fait l'acquisition de deux types de radars innovants dans le cadre du projet PREPHIX (PREcipitations and microPhysical studies with a High resolution X-band radar, Van Baelen et al., (2009)). Le premier type est un radar en bande X dont l'antenne effectue des rotations à une élévation fixe tandis que le second type est un radar en bande K à visée verticale. Plus de détails sur le fonctionnement des différents radars sont disponibles dans Tridon (2011).

a) Le Radar en bande X

Le radar en bande X (Figure I-4) du LaMP est un prototype basé sur un radar de navigation commercial où l'antenne originale a été remplacée par une antenne parabolique à faisceau fin et où a été ajouté un système d'acquisition dédié (Peters et al., 2006). Ce système a pour avantage son faible coût et, bien qu'il ne mesure que la réflectivité, sa particularité est sa haute résolution spatiale et temporelle (60 m en distance, 1° en azimut et 30 secondes en temps) sur un domaine correspondant à un petit bassin versant ou un bassin urbain (portée effective de l'ordre de 20 km). Ainsi ce système peut être considéré comme un complément d'investigation à haute résolution des radars précipitations classiques en bande S ou C pour étudier la morphologie et la dynamique à fine échelle des systèmes précipitants. Outre sa capacité à investiguer la dynamique fine des



systèmes précipitants, ce radar est aussi un outil potentiellement très précieux dans la prévision à courte échéance d'événements de pluies intenses et de risques d'inondation pouvant impacter les biens et les personnes d'une agglomération urbaine. La figure II-5 montre un exemple d'affichage du champ de réflectivité mesuré par le radar. L'échelle de couleur indique l'intensité de la réflectivité radar en dBZ (voir l'Éq. I-5). Sur la Figure II-5, on distingue une cellule de précipitations intenses au Sud-Ouest de la zone d'observation. Actuellement, le système original a été complété par une version mobile d'un tel radar pour des déploiements en appuis aux campagnes de mesures nationales et internationales.



Figure I-4 : (Haut) Radar bande X avec son radome sur le toit de l'OPGC. (crédit : Cyril Frésillon, photothèque CNRS); (Bas) Radar bande X mobile (crédit J. Van Baelen, LaMP)

b) Le Radar MRR



Figure I-5 : Radar MRR en bande K (crédit : Cyril Frésillon, photothèque CNRS).

Le MRR (Figure I-5) est un radar en bande K à visée verticale. Il permet donc de mesurer les profils de distribution de goutte et ainsi de déduire les profils de tous les paramètres utiles à la caractérisation des précipitations. La plupart des radars utilisés en visée verticale sont des radars de longueur d'onde supérieure à 3 cm (bande C ou S) parce qu'ils sont peu sensibles aux problèmes de diffusion de Mie et d'atténuation. Pour un radar en bande K comme le MRR, il faut en tenir compte.

Le MRR fournit des mesures de la puissance rétrodiffusée en fonction de l'altitude et sur un intervalle de fréquence Doppler. En tenant compte de l'atténuation, le traitement de ces mesures permet de déduire la distribution de gouttes et les paramètres caractéristiques des précipitations, tels que le facteur de réflectivité radar Z, le taux de précipitation R et le contenu en eau liquide LWC.

c) L'utilisation de la plateforme radar

Une des qualités de ces radars en bande X ou MRR est qu'ils sont peu volumineux et ils sont donc, facilement transportables. Ainsi, en plus du bassin Clermontois, le lieu où il fonctionne de manière opérationnelle, il a également été déplacé pour participer à des campagnes internationales d'observations intensives telles COPS ou HyMEx.

La campagne COPS (de l'Anglais Convective and Orographically-induced Precipitation Study) est une expérience qui a eu lieu pendant l'été 2007 au Sud-Ouest de l'Allemagne et au Nord-Est de la France. Le principal objectif était d'identifier les processus physiques et dynamiques responsables des défaillances dans la prévision quantitative des précipitations par les modèles numériques dans les régions de moyenne montagne. Pour atteindre cet objectif, plusieurs modèles de recherche ont été utilisés de manière opérationnelle afin d'évaluer leurs performances en utilisant les mesures de

nombreux instruments déployés dans des supersites pour documenter des régions ciblées. La description complète de cette campagne, la stratégie scientifique, la phase d'opération sur le terrain, et la mise en évidence des premiers résultats peuvent être trouvés dans Wulfmeyer et al. (2011).

Le LaMP a participé à la partie observations de la campagne COPS en installant ses radars au pied du massif vosgien de sorte qu'il existe un volume commun entre ses deux radars. Grâce à cette configuration, Tridon (2011) a pu montrer la forte hétérogénéité des précipitations entre différents systèmes nuageux et même, au cœur, d'un même système précipitant. De même, le LaMP s'est fortement investi dans l'étude et la caractérisation du champ de vapeur d'eau (par tomographie GPS) comme précurseur de l'initiation convective révélée par les mesures radars, mettant particulièrement en évidence l'existence de points orographiques préférentiels pour le développement convectif (Van Baelen et al., 2011 ; Labbouz et al., 2013), ou encore l'impact du vent synoptique et de la circulation locale sur l'initiation et la dynamique des systèmes précipitant sur les reliefs (Hagen et al., 2011 ; Planche et al., 2013). Enfin, le LaMP a également étudié certains des systèmes nuageux observés lors de cette campagne au moyen de la modélisation détaillée. Cette approche est décrite dans la partie suivante.

Plus récemment, le LaMP a également participé activement à la campagne internationale HYMEX (Ducrocq et al., 2013), s'intéressant plus spécifiquement aux pluies automnales extrêmes dites "Cévenoles". Dans ce cadre, les recherches ont particulièrement porté sur la variabilité spatiale de la distribution en taille des gouttes, mettant en évidence le rôle du relief sur la modification des processus microphysiques en jeu au sein des systèmes précipitants (Zweibel, 2015).

II/ Modélisation des nuages et des précipitations

Afin de mieux comprendre les processus nuageux et les paramètres influençant leur formation et évolution, mais aussi dans le but de pouvoir mieux prédire l'occurrence et l'intensité des précipitations, les chercheurs ont depuis longtemps entrepris de les modéliser et ils continuent encore de nos jours à améliorer les algorithmes numériques de simulation.

La modélisation des nuages est un élément essentiel pour analyser les interactions des processus physiques et dynamiques sur l'atmosphère puisqu'un modèle de nuage décrit l'évolution des paramètres thermodynamiques et microphysiques. Toutefois, les capacités des machines de calcul actuelles peuvent limiter l'exercice de la modélisation. Des compromis sont nécessaires quant au degré de précision possible des différents processus et le temps requis pour le calcul. La question essentielle à se poser est quelles sont les échelles spatiale et temporelle pertinentes au problème. Ainsi, il existe plusieurs modèles dynamiques qui se différencient surtout selon le nombre de dimensions spatiales qu'ils décrivent : parcelle d'air ou 0D, colonne de nuage ou 1D1/2, coupe verticale de nuage ou 2D et enfin 3D. De même, les modèles de nuage représentent avec plus ou moins de détails la composition et les processus microphysiques des nuages : de façon paramétrée, volumique ou détaillée. Un modèle de nuage est le choix d'un couplage d'une représentation microphysique et d'un cadre dynamique dépendant de la question adressée.

Dans ce paragraphe, nous décrivons brièvement les différentes approches dynamiques et microphysiques de modélisation des nuages, avant de nous arrêter sur les spécificités du modèle tridimensionnel à microphysique détaillée DESCAM-3D (DEtailed SCAvenging Model) utilisé depuis de nombreuses années au Laboratoire de Météorologie Physique. Pour montrer la complémentarité des deux stratégies d'étude des pluies : observation et modélisation, nous décrivons les résultats de notre modélisation pour comprendre comment se développe un épisode de précipitations convectives en zone de moyenne montagne.

II-1/ Les différents types de modèles de nuage existants

a) Modélisation à toutes les échelles

Les nuages issus des systèmes cycloniques ou frontaux peuvent avoir une extension horizontale de plusieurs centaines de kilomètres. Au contraire, les cellules convectives locales peuvent s'étendre sur des distances de l'ordre de la dizaine de kilomètres. L'étude des nuages devient donc un problème multi-échelle d'un point de vue spatial.

Si nous regardons les processus de croissance des particules composant les nuages, il nous faut pour cela étudier des processus faisant intervenir les molécules de vapeur d'eau constituant l'air, ceci à une échelle de temps de l'ordre du millième de seconde. Au contraire, si nous nous intéressons à l'impact climatique des nuages, il faut considérer une échelle temporelle de plusieurs centaines d'années. L'étude des nuages est donc également un problème multi-échelle d'un point de vue temporel.

La Figure II-1 montre les différentes échelles spatio-temporelles utilisées pour la modélisation de la physique de l'atmosphère.

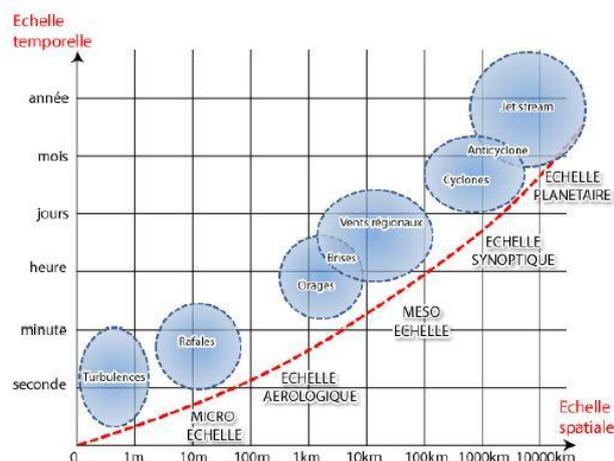


Figure II-1 : Echelles spatio-temporelles de modélisation (crédit : Espace Météo)

À l'heure actuelle, aucune machine de calcul ne peut représenter la couverture nuageuse de la Terre à toutes les échelles de temps et d'espace à la fois. C'est pourquoi, la modélisation demande de faire des compromis selon les phénomènes météorologiques que l'on souhaite étudier.

Dans le cadre de l'étude de l'atmosphère sur plusieurs mois ou années, on privilégie les modèles qui couvrent le globe afin de suivre les éléments susceptibles de se propager sur la zone d'étude (la surface de toute la Terre). Ces modèles sont appelés des GCM (Global Circulation Model) et conviennent parfaitement pour étudier le temps à l'échelle globale avec des résolutions spatiales relativement grossières. Toutes les informations sur la couverture nuageuse, sa nature et son extension, sont données par des paramétrisations selon deux ou trois variables au maximum. Certains utilisent une représentation plus détaillée des nuages et sont appelés GCRM (Global Cloud Resolving Models, e.g. Lee et Penner, 2010).

Les modèles de prévision, quant à eux, réalisent généralement une étude de l'atmosphère à l'échelle synoptique et sur plusieurs jours avec une résolution spatiale maximale d'une dizaine de kilomètres et une résolution temporelle de l'ordre de la dizaine de minutes. Certains font cette étude sur l'ensemble du globe. Le modèle AROME (Applications de la Recherche à l'Opérationnel à Mésos-Échelle), qui est le dernier modèle développé par Météo-France, utilise une maille très fine de 2 km et couvre l'ensemble de la France métropolitaine. Les modèles opérationnels ont la particularité d'être optimisés pour fournir une prévision dans le meilleur délai possible.

Pour pouvoir étudier les nuages dans le détail et à l'échelle de leur hétérogénéité, il faut descendre à une échelle régionale ; nous utilisons des modèles méso-échelles. Ces modèles ont la même approche dynamique que les modèles de prévision opérationnel mais améliorent sensiblement la description des nuages et doivent ainsi diminuer leur couverture spatiale à l'échelle régionale. On peut citer les modèles RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) de Cotton et al. (1982), Méso-NH de Lafore et al. (1998), WRF (Weather Research and Forecasting model) de Skamarock et al. (2008) et le modèle de Clark et Hall (Clark et al., 1996).

b) Modélisations microphysiques

La microphysique des modèles peut, elle aussi, avoir des représentations différentes selon les objectifs visés, la mémoire et le temps de calcul disponibles. Les modèles microphysiques peuvent ainsi être classés en deux catégories : les modèles à un ou plusieurs moments (ou « paramétré ») et les modèles à microphysique détaillée ou spectrale (ou « bin »). Du point de vue numérique, les ressources nécessaires en termes de mémoire et de temps de calcul sont plus importantes pour un modèle détaillé que pour les modèles à moments. Ainsi, les modèles à microphysique détaillée sont le plus souvent couplés avec des dynamiques simplifiées de type « parcelle d'air », 1D (Leroy et al., 2006) voir 2D (Flossmann et al., 1985 ; Flossmann et Pruppacher, 1988 ; Wobrock et al., 2003).

Dans les modèles à moments, toutes les propriétés des nuages sont ramenées à la description de quelques variables par classe d'hydrométéores. Le nombre de ces classes dépend du modèle, pour les plus sophistiquées on en compte jusqu'à 7 : eau nuageuse, eau de pluie, glace nuageuse, agrégat, neige, grésil, grêle ; pour les plus simples deux classes comme le schéma de Kessler (1969) qui considère uniquement eau nuageuse et eau précipitante. Le nombre de moments détermine le nombre de variables pronostiquées : généralement la masse pour les modèles 1 moment, la masse et le nombre pour les 2-moments. Les autres éléments, comme par exemple la distribution en taille, sont paramétrés de façon empirique.

Pour tenir compte de tous les processus microphysiques qui ont lieu au sein des nuages, les modélisateurs méso-échelles utilisent des paramétrisations souvent dérivées à l'aide des modèles «bin» à microphysique détaillée ou d'observations à hautes résolutions spatiales et temporelles. Ces paramétrisations permettent une diminution du temps de calcul et par conséquent les modèles microphysiques paramétrés sont, dans la plupart du temps, utilisés pour des applications dite en «temps réel» ou de prévision.

Cependant, la représentation complète de la microstructure des nuages et de l'évolution des hydrométéores peuvent aussi être décrites par des modèles à microphysique détaillée (Hall, 1980 ; Flossmann et al., 1985 ; Wobrock et al., 2003 ; Leroy et al., 2007, 2009). Ces modèles pronostiquent de nombreuses variables associées aux distributions dimensionnelles de chacun des hydrométéores considérés. Ils calculent l'évolution de la distribution dimensionnelle des hydrométéores selon une discrétisation en classe de taille (ou de masse) qui n'a pas de forme fixée. Par conséquent, ils sont extrêmement couteux en mémoire et temps de calcul et ne peuvent actuellement pas être utilisés pour la prévision.

c) DESCAM : modèle à microphysique détaillée du LaMP

Le modèle microphysique DESCAM (Detailed Scavenging Model) a depuis sa création dans les années 80, été spécialement conçu pour l'étude des interactions aérosol-nuage (Flossmann et al., 1985 ; Flossmann et Pruppacher, 1988) et des précipitations associées. Comme le montre Flossmann et Wobrock (2010), le modèle de dynamique associé a varié selon les années, grâce entre autre au développement informatique, passant par des formalismes parcelle d'air (Flossmann et al., 1985), 1D1/2 (Leroy et al., 2006), 2D (Flossmann et Pruppacher, 1988) et enfin 3D (Leroy et al., 2009 ; Planche et al., 2014). La spécificité de ce modèle détaillé est de suivre le devenir des particules d'aérosol libres dans l'air ou incorporées dans l'eau condensée du nuage.

Dans sa version 3D, développée au LaMP, le modèle DESCAM utilise plusieurs fonctions de distribution : les distributions en taille du nombre de particules d'aérosol, de gouttes, de cristaux ; ainsi que les distributions en masse de particules dans les gouttes et dans les cristaux. Ces différentes distributions sont discrétisées en 39 classes balayant des tailles de gouttes de 1 μm à 12 mm environ et des tailles de particules d'aérosol de 1 nm à 7 μm environ. La Figure II-2 présente les différentes distributions utilisées dans le modèle DESCAM.

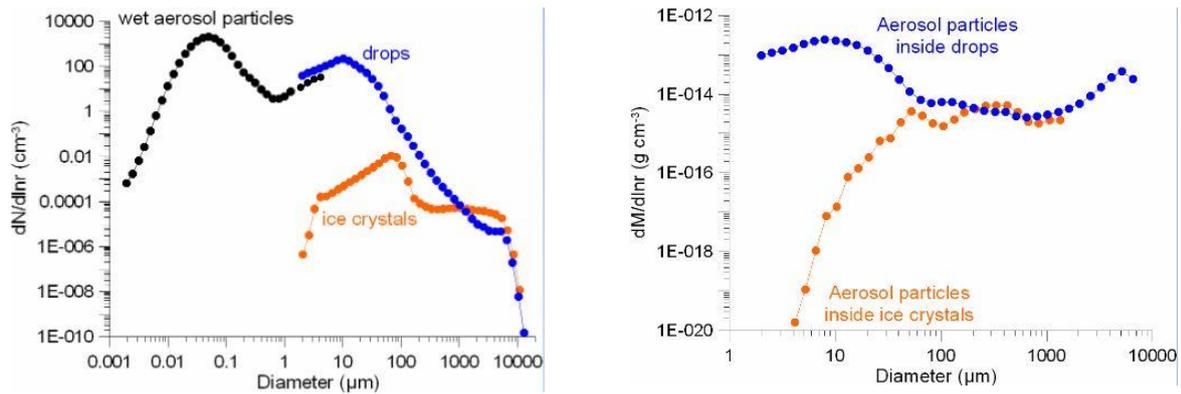


Figure II-2 : Distributions en masse et en nombre utilisée dans DESCAM pour représenter les différents hydrométéores : les gouttes, les aérosols et les cristaux de glace (source : Planche, 2011).

Le modèle DESCAM est capable de décrire de manière explicite tous les processus microphysiques suivant qui mettent en jeu les particules d'aérosol et les hydrométéores : la formation des gouttelettes et des cristaux de glace par activation/nucléation des particules d'aérosol; la croissance des hydrométéores par diffusion de vapeur ou par impaction. Le modèle décrit également le processus de désactivation des gouttelettes et la fonte des cristaux de glace. Planche et al. (2014) propose une description détaillée des différents processus microphysiques actuellement modélisés dans DESCAM.

Dans la suite, nous allons démontrer l'apport d'un tel outil couplé avec des observations (réalisées lors de la campagne COPS), pour analyser les paramètres microphysiques importants dans la formation d'un système convectif et de ses précipitations associées. Nous essaierons d'évaluer, en particulier, dans le contexte actuel d'une variation anthropique de la pollution atmosphérique, l'impact de la concentration des particules d'aérosol sur la formation de ce système nuageux et des précipitations associées.

II-2/ Etude d'un système précipitant estival observé lors de COPS le 12 août 2007

Le 12 août 2007, une dépression située sur l'Écosse se déplace vers les Vosges et l'Est de la France. Le vent de Sud-Ouest reste faible à la surface. Au-dessus de 700 hPa, sa direction est plus méridionale et son intensité significativement plus grande. À la surface, l'air est chaud. Des cellules convectives se sont formées sur les crêtes Nord du massif des Vosges pendant l'après-midi.

Au niveau de la modélisation, les conditions thermodynamiques et dynamiques utilisées afin d'initialiser le modèle ont été observées par le radiosondage le plus proche de la zone d'étude et caractérisant la masse d'air responsable de la formation du système précipitant étudié, c'est-à-dire le radiosondage de Nancy. De plus, afin de représenter les systèmes précipitant avec une fine résolution horizontale (250 m) et verticale (200 m), tout en conservant l'influence des conditions synoptiques, nous avons utilisé une configuration de deux domaines imbriqués (voir Figure II-3).

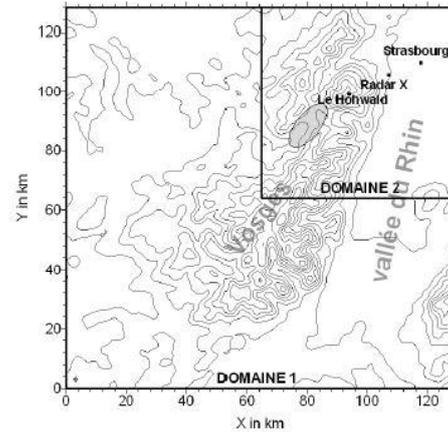


Figure II-3 : Représentation des différents domaines utilisés. La zone grisée montre la zone de formation du système précipitant (crédit : Elsevier, Planche et al., 2010).

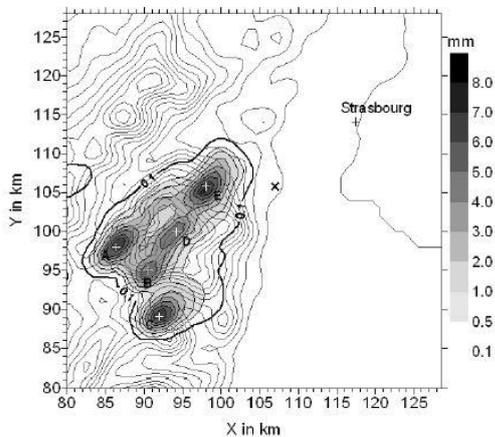


Figure II-4 : Cumul de pluie au sol simulé après 1,5 h de précipitation (crédit : Elsevier, Planche et al., 2010).

La quantité de pluie au sol simulée lors de la période la plus intense du système est représentée sur la Figure II-4. Nous pouvons détecter plusieurs cellules individuelles de précipitations intenses. Cependant, ce jour-là, seul un pluviomètre situé à Le Howald (Figure II-3, point D de la Figure II-4) est disponible sur la zone de précipitations. Afin de mieux comprendre l'évolution spatio-temporelle du champ précipitant, nous allons donc comparer les résultats de simulation avec les observations du radar en bande X du LaMP, déplacé pour cette campagne de mesures au pied du massif vosgien.

En comparant les réflectivités observées par le radar en bande X à celles calculées en sortie du modèle, on vérifie que le système convectif simulé est correctement reproduit spatialement et temporellement. La Figure II-5 montre les réflectivités radar observées par le radar en bande X et les résultats de DESCAM à différents pas de temps correspondant au début de la pluie, puis 20 et 60 min après le début des précipitations et selon le même angle d'élévation. Cependant, le mouvement global des cellules simulées est légèrement plus au Nord et les réflectivités radar inférieures à 10 dBZ couvrent une surface plus étendue que celles observées. Ceci peut être dû à la résolution du modèle qui est plus grossière (250 m) que la résolution radiale du radar en bande X (60 m).

Afin d'étudier en détail, l'impact des propriétés des particules d'aérosol sur la microphysique interne au système précipitant, la concentration en aérosols utilisée dans les résultats précédents (appelé simulation de référence) a été modifiée dans le but d'obtenir des environnements propre et pollué. Le nombre total des particules d'aérosol proche de la surface est de 1411 cm^{-3} dans le cas de référence, 4233 cm^{-3} dans le cas pollué et de 408 cm^{-3} dans le cas propre.

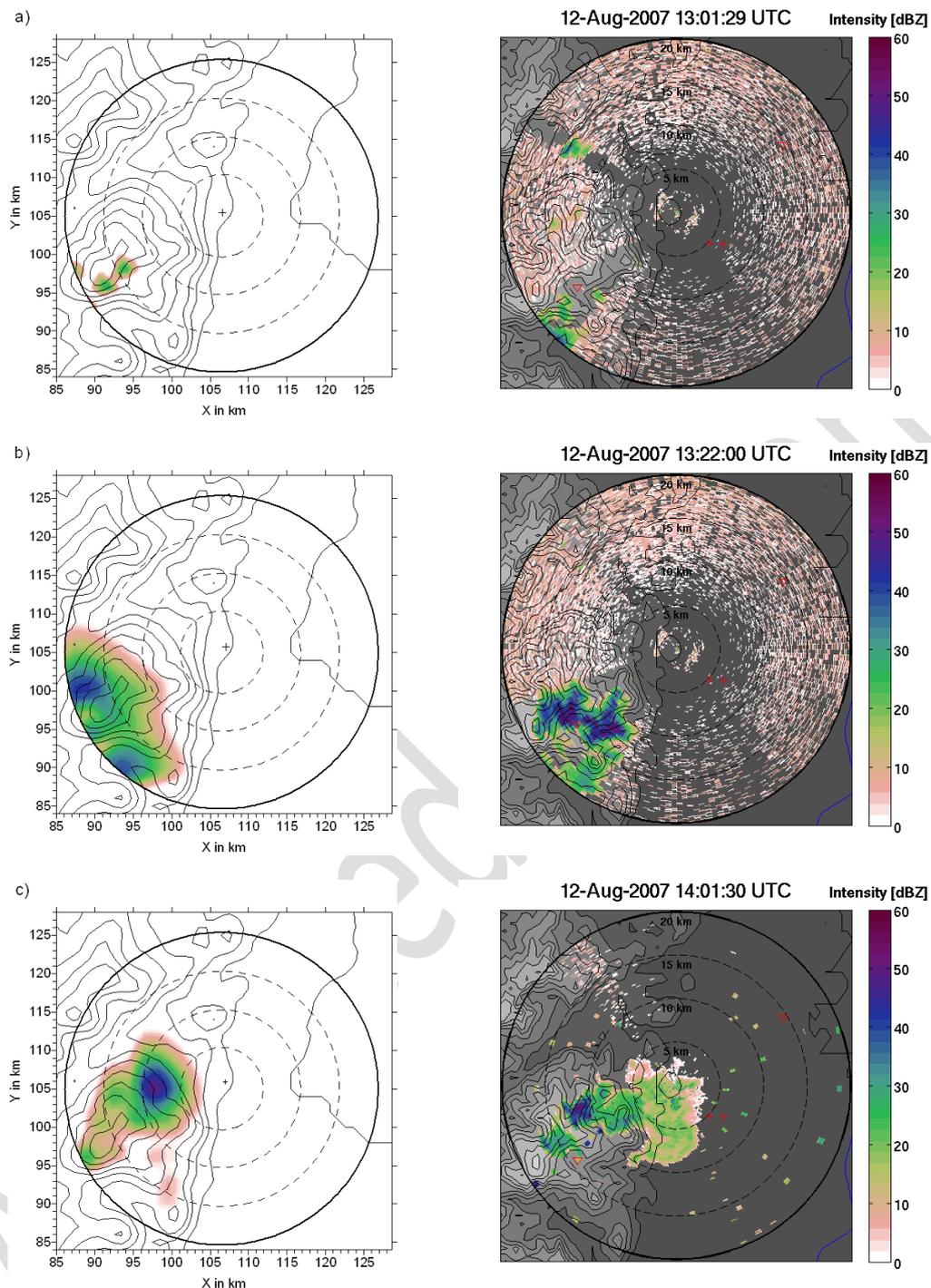


Figure II-5 : Comparaison entre les réflectivités radar modélisées avec DESCAM (gauche) et observées (droite) à l'aide du radar en bande X à différents pas de temps. Les pas de temps a, b et c représentent respectivement le champ de réflectivité radar au début des précipitations, et après 20 min et 60 min de pluie. La représentation de ces figures radar est en Plan Position Indicator (PPI) selon le même angle d'élévation (crédit : Elsevier, Planche et al., 2010).

Les résultats obtenus montrent que le nombre de gouttes, le cumul de pluie au sol et l'humidité relative sont assez sensibles au nombre de particules d'aérosol présentes initialement. En effet, plus la concentration en aérosols est importante et plus le nombre de gouttes augmente. La corrélation avec la pluie est inversée. Plus de détails sont disponibles dans Planche et al. (2010). La concentration en aérosols n'affecte pas seulement le nombre de gouttes mais également leur taille. Plus il y a de particules d'aérosol dans l'atmosphère et plus les gouttes formées sont de petite taille.

En effet, la quantité totale de vapeur d'eau condensable doit être répartie sur plus de noyaux de condensation (Flossmann et Wobrock, 2010). Ceci impacte directement l'efficacité du processus de coalescence des gouttelettes et donc la formation des précipitations. La Figure II-6 représente la différence de cumul de pluie au sol entre le cas de référence et les cas pollués (a) et propre (b).

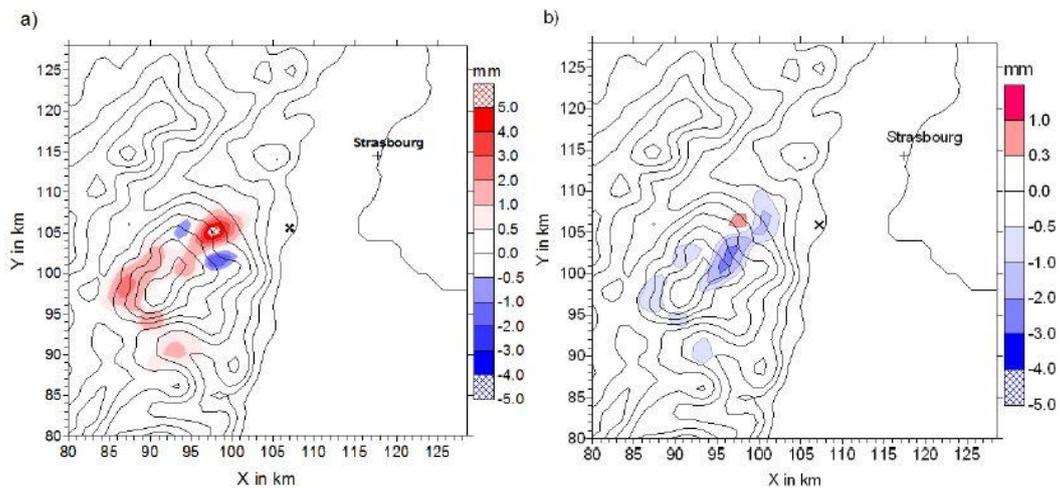


Figure II-6 : Différence des cumuls de pluie au sol entre le cas de référence et le cas pollué (a) et entre le cas de référence et le cas propre (b) en mm, 1,5h après le début des pluies. Noter les différentes échelles de couleurs (crédit : Elsevier, Planche et al., 2010).

Ces différences ont été calculées à la fin des précipitations, soit après une durée de 1,5h. Les changements de concentration en particules d'aérosol ont provoqué à certains endroits une modification dans le cumul total allant de - 3 mm à + 5 mm. Par conséquent, ces changements dans le nombre d'aérosols peuvent localement avoir deux effets : augmenter et diminuer les précipitations. En analysant les caractéristiques moyennes des trois scénarios, les effets de la concentration en aérosols deviennent plus visibles. En effet, la tendance pour l'accumulation moyenne de pluie semble augmenter lorsque la concentration en nombre des particules d'aérosol diminue. De plus, la décroissance dans la pluie moyenne est associée à une décroissance de la surface arrosée par le système convectif précipitant. Ceci est plus prononcé pour le cas pollué où la zone arrosée par les pluies diminue d'environ 30 km².

Le plus marquant avec la variation de la concentration des aérosols est la diminution d'un facteur 1,5 de la quantité totale d'eau tombée au sol (irrigation) entre le cas de référence avec 0,59 Mt et le cas pollué où elle est de 0,40 Mt, soit une variation de 30% environ. Cependant pour le cas propre, elle augmente jusqu'à 0,69 Mt, soit 20%.

En conclusions, le comportement des précipitations au sol lors de la modification du nombre des aérosols est cohérent en moyenne avec la théorie sur l'effet indirect des aérosols (Twomey, 1974 ; Albrecht, 1989). Cependant, les interactions aérosols-nuages-précipitations sont plus complexes car localement le comportement de ces précipitations est contraire à cette théorie.

III/ Conclusions

La prévision des pluies - leur localisation, leur intensité - reste complexe et pas toujours bien réalisée par les modèles numériques de prévision du temps. C'est pour cela que régulièrement, dans

le cadre de grandes campagnes de mesures¹, les chercheurs combinent des observations pointues avec d'énormes moyens instrumentés dans des environnements différents avec des exercices de modélisation avec plusieurs modèles pour confronter différentes hypothèses. Ceci permet non seulement de valider ou non les schémas des modèles, mais aussi d'offrir de nouvelles perspectives sur la compréhension des processus physiques en jeu grâce aux nombreuses observations simultanées recueillies par les différents instruments aux capacités souvent complémentaires en terme de résolution et/ou de couverture spatiale.

Au sein du LaMP, nous disposons d'outils de pointe et performants, à la fois pour l'observation et pour la modélisation des précipitations, tout en continuant à toujours améliorer nos méthodes et moyens d'investigation. Ainsi, au sein de leur communauté scientifique, les chercheurs du LaMP tentent d'apporter un regard novateur sur cette question scientifique importante tant pour la recherche mais aussi pour notre société. L'amélioration des prévisions ne peut passer que par une meilleure compréhension des processus qui régissent la formation des précipitations et leur dynamique, ce qui demande que s'estompent les séparations d'échelle et que se renforce la synergie entre observations et modélisation.

Références

- Albrecht, B., 1989: Aerosols, cloud microphysics and fractional cloudiness. *Science.*, 245, 1227–1230.
- Battan, L. J., 1959: Radar meteorology. University of Chicago Press, 161 pp.
- Bauer, H. S., T. Weusthoff, M. Dorninger, V. Wulfmeyer, T. Schwitalla, T. Gorgas, M. Arpagaus, et K. Warrach-Sagi, 2011: Predictive skill of a subset of models participating in D-PHASE in the COPS region. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 287–305
- Clark, T. L., W. D. Hall, et J. L. Coen, 1996: Source code documentation for the Clark-Hall cloud scale model, code version G3CH01. NCAR/TN-426+STR, NCAR Technical note, NCAR, Boulder, CO, USA.
- Cotton, W. R., M. A. Stephens, T. Nehr Korn, et G. Tripoli, 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model. Part II: An ice phase parameterization. *J. de Rech. Atmos.*, 16, 295–320.
- Déqué, M., C. Drevet, A. Braun, et D. Cariolle, 1994: The ARPEGE-IFS atmosphere model: a contribution to the French community climate modelling. *Climate Dynamics*, 10, 249–266.
- Donnadieu, G., 1980: Comparison of Results Obtained with the VIDIAZ Spectropluviometer and the Joss-Waldvogel Rainfall Disdrometer in a 'Rain of a Thundery Type'. *J. Appl. Meteorol.*, 19, 593–597.
- Doviak, R. J. et D. S. Zrnic, 1993: Doppler radar and weather observations. 2nd ed., Academic Press, San Diego CA, USA, 562 pp.
- Ducrocq et al., 2013: HyMeX-SOP1, the field campaign 1 dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern Mediterranean, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, doi:10.1175/BAMS-D-12-00244.1, 2013.
- Feingold, G., B. Stevens, W. R. Cotton, et R. L. Walko, 1994: An explicit cloud microphysics / LES model designed to simulate the Twomey effect. *Atmos. Res.*, 33, 207–233.
- Flossmann, A. I., W. D. Hall, et H. R. Pruppacher, 1985: A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part I: The redistribution of aerosol particles captured through nucleations and impaction scavenging by growing cloud drops. *J. Atmos. Sci.*, 42, 582–606.
- Flossmann, A. I. et H. R. Pruppacher, 1988: A theoretical study of the wet removal of atmospheric pollutants. Part III: the uptake, redistribution, and deposition of (NH₄)₂SO₄ particles by a convective cloud using a two-dimensional cloud dynamics model. *J. Atmos. Sci.*, 45, 1857–1871.

¹ Des exemples de telles campagnes sont MAP, 1999, Alpes et plus particulièrement le Piedmont italien ; IHOP, 2002, grandes plaines américaines : Kansas et Oklahoma ; CSIP, 2004, bocage du Sud de l'Angleterre ; COPS, 2007, sillon rhénan des Vosges à la Forêt Noire ; HYMEX, 2012, Nord-Ouest méditerranéen : Catalogne, Golfe du Lyon jusqu'aux Cévennes, Nord Italie

- Flossmann, A. I. et W. Wobrock, 2010: A review of our understanding of the aerosol-cloud interaction from the perspective of a bin resolved cloud scale modelling. *Atmos. Res.*, 97, 478–497.
- Geresdi, I., 1998: Idealized simulation of the Colorado hailstorm case: Comparison of bulk and detailed microphysics. *Atmos. Res.*, 45, 237–252.
- Hagen, M., J. van Baelen, E. Richard, 2011: Influence of the Wind Profile on the Initiation of Convection in Mountainous Terrain. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI:10.1002/qj.784.
- Hall, W. D., 1980: A detailed microphysical model within a two-dimensional dynamic framework: model description and preliminary results. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2486–2506.
- Joss, J. et A. Waldvogel, 1967: Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. *Pure and Applied Geophysics*, 68, 240–246.
- Kessler, E., 1969: On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulations. *Meteorol. Monogr.*, 32, 1–84.
- Labbouz, L., J. S. Van Baelen, F. Tridon, M. Reverdy, M. Hagen, M. Bender, G. Dick, T. Gorgas, and C. Planche, 2013: Precipitation on the lee side of the Vosges Mountains: Multi-instrumental study of one case from the COPS campaign. *Meteor. Zeit.*, 22 (4), 413–432 DOI 10.1127/0941-2948/2013/0413.
- Lafore, J. P., J. Stein, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérelil, P. Mascart, V. Masson, J. P. Pinty, J. L. Redelsperger, E. Richard, et J. Villà-Guerau de Arellano, 1998: The Meso-NH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, 16, 90–109.
- Laws, J. O. et D. A. Parsons, 1943: The relation of raindropsize to intensity. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 24, 452–460.
- Lee, S. S. et J. E. Penner, 2010: Comparison of a global-climate model to a cloud-system resolving model for the long-term response of thin stratocumulus clouds to preindustrial and present-day aerosol conditions. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 6371–6389.
- Leroy, D., M. Monier, W. Wobrock, et A. I. Flossmann, 2006: A numerical study of the effects of the aerosol particle spectrum on the development of the ice phase and precipitation formation. *Atmos. Res.*, 80, 15–45.
- Leroy, D., W. Wobrock, et A. I. Flossmann, 2007: On the influence of the treatment of aerosol particles in different bin microphysical models: a comparison between two different schemes. *Atmos. Res.*, 85, 269–287.
- Leroy, D., W. Wobrock, et A. I. Flossmann, 2009: The role of boundary layer aerosol particles for the development of deep convective clouds: a high-resolution 3D model with detailed (bin) microphysics applied to CRYSTAL-FACE. *Atmos. Res.*, 91, 62–78.
- Löffler-Mang, M. et J. Joss, 2000: An Optical Disdrometer for Measuring Size and Velocity of Hydrometeors. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 17, 130–139.
- Marshall, J. S. et W. M. Palmer, 1948: The Distribution of Raindrops with Size. *J. Atmos. Sci.*, 5, 165–166.
- Mie, G., 1908: Beiträge zur Optik trüber Medien, speziell kolloidaler Metallösungen. *Annalen der Physik*, 330, 377–445.
- Peters, G., B. Fischer, et C. M., 2006: Areal homogeneity of Z-R-relations. European Conference on Radars in Meteorology and Hydrology, Barcelona, Spain, 18–22 Sep.
- Planche, C. 2011: Développement et évaluation d'un modèle tridimensionnel de nuage mixte à microphysique détaillée : Application aux précipitations orographiques. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 181pp.
- Planche, C., W. Wobrock, A. I. Flossmann, F. Tridon, J. Van Baelen, Y. Pointin, et M. Hagen, 2010: The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation: A numerical study based on the COPS observations on 12 August 2007. *Atmos. Res.*, 98, 40–56.
- Planche, C., W. Wobrock, A. I. Flossmann, F. Tridon, L. Labbouz, and J. S. Van Baelen, 2013: Small scale topography influence on the formation of three convective systems observed during COPS over the Vosges Mountains. *Meteor. Zeit.*, 22 (4), 395–411 DOI 10.1127/0941-2948/2013/0402.
- Planche, C., W. Wobrock, A. Flossmann. 2014: The continuous melting process in a cloud scale model using a bin microphysics scheme. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 140, 1986–1996.
- Skamarock, W. C., J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, M. G. Duda, X. Y. Huang, W. Wang, et J. G. Powers, 2008: A description of the advanced research WRF Version 3. NCAR/TN-475+STR, NCAR Technical note, NCAR, Boulder, CO, USA, 113 pp.

- Uijlenhoet, R., M. Steiner, et J. A. Smith, 2003: Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation. *J. of Hydrology*, 4, 43–61.
- Sauvageot, H., 1982: *Radarmétéorologie : télédétection active de l'atmosphère*. Editions Eyrolles, Paris, France, 296 pp.
- Trenberth, K., A. Dai, R. Rasmussen, et D. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 84, 1205–1217.
- Tridon, F., 2011: *Mesure des précipitations à l'aide d'un radar en bande X non-cohérent à haute résolution et d'un radar en bande K à visée verticale. Application à l'étude de la variabilité des précipitations lors de la campagne COPS*. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 200pp.
- Twomey, W., 1974: Pollution and the planetary albedo. *Atmos. Environ.*, 8, 1251–1256.
- Van Baelen, J., Y. Pointin, W. Wobrock, A. Flossmann, G. Peters, F. Tridon, et C. Planche, 2009: Precipitation and microphysical studies with a low cost high resolution X-band radar: an innovative project prospective. *Adv. Geosci.*, 20, 25–32.
- Van Baelen, J., M. Reverdy, F. Tridon, L.Labbouz, G. Dick, M. Bender, and M.Hagen, 2011: On the relationship between water vapour field evolution and precipitation systems lifecycle, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI:10.1002/qj.785.
- Wobrock, W., A. I. Flossmann, et R. D. Farley, 2003: Comparison of observed and modeled hailstone spectra during a severe storm over the Northern Pyrenean foothills. *Atmos. Res.*, 67-68, 685–703.
- Wulfmeyer et al., 2011: The Convective and Orographically induced Precipitation Study (COPS): The scientific strategy, the field phase, and the first highlights. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 137, 3–30.
- Zwibel, J., 2015: *Etude de l'impact orographique sur la structure microphysique horizontale et verticale des précipitations*. Thèse de l'Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, 167pp.
- Zwibel, J., J. Van Baelen, S. Anquetin, Y. Pointin and B. Boudevillain, 2015: Impacts of topography and intensity on rainfall structure. The case of the HyMeX IOP7a event, *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI:10.1002/qj.2679.