Análisis y predicción de precipitaciones convectivas
a partir del modelo mesoescalar WRF y de un
radiómetro de microondas multicanal (MMWR)
Analysis and forecasting of convective precipitation
using WRF mesoscale model and a multichannel
microwave radiometer (MMWR)

Estíbaliz Gascón Salvador

UNIVERSIDAD DE LEÓN

DEPARTAMENTO DE QUÍMICA Y FÍSICA APLICADAS

Título:

**ANÁLISIS Y PREDICCIÓN DE PRECIPITACIONES
CONVECTIVAS A PARTIR DEL MODELO MESOESCALAR
WRF Y DE UN RADIÓMETRO DE MICROONDAS
MULTICANAL (MMWR)**

Tesis para la obtención del título de doctor con Mención Internacional
Dentro del programa de doctorado titulado
Ciencia y tecnología del medio ambiente y procesos

Autora: Estíbaliz Gascón Salvador
egass@unileon.es

Directores de tesis:

JOSÉ LUIS SÁNCHEZ GÓMEZ

ANDRÉS MERINO SUANCES

Grupo de Física de la Atmósfera

Universidad de León

León, Junio 2015

Análisis y predicción de precipitaciones convectivas a partir del modelo mesoescalar WRF y de un radiómetro de microondas multicanal (MMWR).

Analysis and forecasting of convective precipitations using WRF mesoscale model and a multichannel microwave radiometer (MMWR).

Autora: Estíbaliz Gascón Salvador

Directores: Dr. José Luis Sánchez Gómez y Dr. Andrés Merino Suances

Esta Memoria de Tesis Doctoral ha sido elaborada gracias a la ayuda de Formación de Personal Investigador (FPI) de referencia **BES-2011-046635** asociada al proyecto de investigación **CGL2010-15930**. Esta ayuda forma parte del Subprograma FPI de 2011, desarrollado por el antiguo Ministerio de Ciencia e Innovación (actualmente adscrito al Ministerio de Economía y Competitividad).

*A mis padres,
A mi hermano*

Agradecimientos

Lo primero de todo, quiero agradecer todo el esfuerzo de mis directores de tesis por ayudarme a sacar adelante este trabajo de la mejor manera posible. A mi director José Luis Sánchez, por haber confiado en mí desde un principio y por ayudarme a “pelear” con las tormentas de nieve cuando no teníamos aún definido el camino. Doy las gracias a Andrés Merino, que a parte de dirigirme esta tesis, lo primero de todo ha sido un buen compañero con el que he compartido campañas, horas interminables de tormentas y carreras a la ventana por que creíamos que había caído un copo de nieve.

Quiero también expresar mi gratitud al Ministerio de Ciencia e Innovación por financiar la ayuda FPI de la que he sido beneficiario y gracias a la cual he podido desarrollar este trabajo de investigación.

Gracias a todos los que habéis trabajado conmigo durante estos 5 años y ya no estáis en el GFA. A Ángel, mi primer compañero de campañas en Zaragoza, por los buenos ratos que conseguimos sacar a pesar de que las tormentas no querían parar. A Adriana por todo lo que me ayudó tanto en lo profesional como en lo personal cuando estuve sola en Zaragoza. A Merche por que siempre tiene una sonrisa y buenas palabras para todos. A Ángel Guerrero, que tantas veces me ha solucionado problemas informáticos que pensé que no tendrían solución y por su gran amistad. A Marian, nuestra “secretaria” del Quinielón por su simpatía. A Rafa, que me inició en el mundo de las campañas experimentales en Rascafría y siempre estuvo dispuesto a ayudarme en todo, aunque no tuviera tiempo para lo suyo.

Tengo que dar las gracias también a los que siguen siendo mis compañeros del GFA. A Lucía, por aguantarme tantas horas en el despacho y ayudarme siempre en lo que necesitara. A Roberto, compañero de viajes y campañas, gracias por toda la paciencia que has tenido conmigo, y por los buenos ratos que conseguíamos sacar entre tanto trabajo (“Polli” siempre te recordará...). A Sergio, por que siempre está dispuesto a echar una mano y por las aventuras que hemos pasado en nuestra estancia en Taiwán. A Eduardo y Laura, por las interminables horas que nos hemos pasado debatiendo si es un CDC 1 o es un 2, y por sus ánimos y apoyo durante todo este tiempo. A Marcos por hacerme adicta a los merles y por ser tan buen compañero. A Elena, Camino, Pablo, Antonio, Amando, Patricia, Irene, Paula, y todos los que aún están, o han pasado por el IMA y se les recuerda con cariño...A María, por tener siempre una sonrisa y escucharme, aunque las cosas fueran mal.

Quiero mencionar y agradecer especialmente a los autores de varias de las fotografías de esta tesis por su colaboración desinteresada: Roberto Weigand, Pedro Fernández e Ían Moraza.

Θέλω να ευχαριστήσω επίσης το Τμήμα Μετεωρολογίας της Κύπρου, και ειδικά την διευθυντή του, Σίλας Μιχαηλίδης, που με αποδέχτηκαν στο κέντρο τους για τρεις μήνες και εκδήλωσαν τόσο καλή διάθεση για να με βοηθήσουν σε ό,τι χρειαζόμουν. ;υχαριστώ ιδιαίτερα τον Δημήτρη ;αραλάμπους για όλα όσα μου έμαθε και το μεγάλο του ενδιαφέρον για την δουλειά μου (θα συνεχίζω να σε ενημερώνω για την πρόοδο μου). Θέλω επίσης να ευχαριστήσω με ιδιαίτερη αγάπη την Νατάσα και την Κατερίνα, οι οποίες μου φέρθηκαν με συμπάθεια και φιλοξενία και με έκαναν να νιώθω σαν στο σπίτι μου.

Thanks to Pao Wang and his team to accept me three months in his department in Taiwan and thanks to all the good people I met during the stay.

Quiero dar un agradecimiento especial a las personas más importantes en mi vida y sin los cuales no hubiera llegado hasta aquí: mis padres. Gracias por confiar en todas mis decisiones y darme libertad para elegir lo que me hiciera más feliz, siempre permaneciendo a mi lado por si las cosas no salen bien. Gracias por hacerme sentir que todo lo que hago es valioso hasta en los momentos que yo no sé valorarlo y alegrarme cuando no he tenido fuerzas para ello. También quiero agradecer de forma especial a mi hermano todas las cosas que ha hecho por mi durante esta etapa y siempre. Por hacerme confiar en mi misma y por las ayudas infinitas que siempre me ha aportado en todos los aspectos personales y profesionales de mi vida.

No se me puede olvidar dar las gracias a Ricardo, por estar siempre ahí, por aguantarme, comprenderme, sufrir mis largas ausencias, mis enfados, mis agobios y siempre permanecer a mi lado y conseguir hacerme reír hasta cuando no me aguanto ni yo misma.

Al resto de mi familia mis amigos, a todos gracias por estar conmigo incluso desde miles de kilómetros de distancia.

Han pasado muchas personas más por mi vida en este camino de 5 años, a todos ellos, de León, Rascafría, Zaragoza, Taiwán, Chipre y resto del mundo, gracias por todo lo que me habéis aportado.

Resumen

Las nubes cumuliformes que presentan fuertes desarrollos verticales -como los cúmulos congestus o los cumulonimbos-, llevan aparejadas fuertes precipitaciones, frecuentemente de gran intensidad. En latitudes medias, este tipo de nubes resulta ser más frecuente en la época estival, ya que el calentamiento de las capas bajas en contacto con la superficie favorece que el ambiente se inestabilice. No obstante, para que este tipo de nubes se desarrolle y sean capaces de dar lugar a precipitaciones denominadas de tipo convectivas, necesitamos 3 ingredientes principales: inestabilidad, humedad a niveles bajos y medios y el forzamiento que permita elevar la parcela de aire hasta el nivel de convección libre (LFC). A rasgos generales, estos son los mecanismos principales para cualquier episodio convectivo con precipitación. Para que la precipitación vaya acompañada de granizo, se requiere que el ambiente sea lo suficientemente inestable para que se produzcan fuertes corrientes verticales -usualmente superiores a 10 m/s- y una serie de procesos microfísicos no siempre bien conocidos.

Aunque con menor frecuencia, las precipitaciones convectivas también pueden desarrollarse en la época invernal si se dan las condiciones adecuadas para ello. Estas tormentas son más frecuentes dentro de los ciclones extratropicales (generalmente embebidas dentro de precipitación estratiforme) y suelen venir acompañadas de bajas temperaturas y precipitaciones intensas en forma de nieve, a veces incluso con vientos fuertes y aparato eléctrico asociado. Los ingredientes para la formación de convección invernal con precipitaciones en forma de nieve son muy similares a los ingredientes descritos para la convección en general: ambiente inestable, ascensos por forzamiento, humedad en niveles bajos, temperaturas bajas (alrededor de los 0 °C) y lo que se conoce como “eficiencia”, que incluiría la probabilidad de nucleación y la tasa de precipitación asociada con el rápido crecimiento de los copos de nieve.

Tanto la precipitación de origen convectivo que da lugar a precipitaciones de granizo, como la que da lugar a nieve, puede producir impactos sobre la sociedad. La caída de piedras genera daños en los cultivos en muchas zonas

del mundo. Destaca especialmente el suroeste de Europa y más concretamente la región que denominaremos en esta memoria Valle Medio del Ebro (MEV). Aunque las tormentas de nieve son mucho más frecuentes en regiones como EEUU o Canadá, pueden producirse también en regiones de la Península Ibérica, provocando problemas en las vías de transporte, incluyendo atascos o accidentes de tráfico y también están asociadas a la formación de aludes en zonas montañosas, provocando importantes daños socioeconómicos.

Esta Memoria de Tesis Doctoral aborda el estudio de ambos tipos de precipitación convectiva y para ello se ha centrado en dos áreas en las que produce un fuerte impacto: el MEV para las caídas de granizo y la Sierra de Guadarrama en Madrid para las de nieve. En el caso de las precipitaciones convectivas invernales, conviene destacar que son poco frecuentes las configuraciones atmosféricas que dan lugar a intensas y fuertes precipitaciones de nieve en la zona elegida en particular y en la Península Ibérica en general. Como además intervienen muchos otros factores a mesoescala, la predicción operativa no siempre va acompañada del suficiente detalle y precisión. La falta de costumbre para saber como actuar ante estos episodios y las incertidumbres en su predicción pueden potenciar sus impactos en la población. Por todo ello, decidimos estudiar un importante caso de precipitación convectiva que tuvo lugar en la Sierra de Guadarrama (Madrid) el 4 de marzo de 2011. Su análisis permitió comprender los mecanismos tanto a nivel sinóptico, como mesoescalar y termodinámico, que dieron lugar a un corto pero intenso período de nevadas en esa región.

El primer bloque de estudio de esta memoria corresponde al análisis de este episodio convectivo con nevadas intensas, estudiando los factores sinópticos y mesoescalares que lo provocaron, a partir de simulaciones del modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF). Así, en el estudio de los campos sinópticos de temperatura potencial equivalente (θ_e) y geopotencial, se encontró un sistema de bajas presiones a todos los niveles troposféricos cuyo centro se situaba en el interior de la Península Ibérica. Este sistema facilitó la convergencia de dos masas de aire en el área de estudio: a niveles bajos una masa de aire cálida y húmeda del sudeste y en niveles medios y altos una masa del noroeste con aire más frío y seco. La colisión de ambas masas facilitó la acumulación de humedad en capas bajas al sur de la Sierra de Guadarrama. Mediante el análisis en 2 dimensiones del parámetro “frontogénesis escalar”, se observó un proceso frontogenético iniciado al nivel de 700 hPa, cuya formación fue potenciada por un ramal de la corriente en chorro a niveles altos. Este proceso

frontogenético jugó un papel fundamental en la liberación de la inestabilidad acumulada, provocando el ascenso de humedad hasta niveles altos. Las imágenes de vapor de agua (WV) del satélite Meteosat Segunda Generación (MSG) fueron útiles a la hora de identificar una intrusión seca, provocada por la caída de la tropopausa hasta un nivel de presión de 660 hPa. El estudio de los cortes transversales de la tropopausa permitió observar el efecto de la convección a partir de la nube, la velocidad vertical ascendente o la aparición de regiones con inestabilidad potencial (PI). Con todas estas variables, el análisis del modelo WRF sugirió la formación de convección hasta un nivel alrededor de 400 hPa.

La segunda parte del primer bloque corresponde al análisis en continuo de este episodio en tiempo real a partir de las medidas realizadas por un radiómetro de microondas multicanal (MMWR). Mediante los perfiles continuos de temperatura (T) y temperatura del punto de rocío (T_d) del MMWR, se observó el proceso convectivo de manera que la humedad se elevaba desde niveles bajos hasta niveles más altos, apreciando como se juntaban los perfiles de T y T_d . Tras la finalización del episodio, se observó como estos perfiles volvían a separarse como si de una “cremallera” se tratara. También fueron analizados perfiles continuos de humedad relativa (RH) y contenido de agua líquida (LWC), mostrando “picos” de valores altos en niveles medios y bajos, sugiriendo indicios de convección horas previas a la observación del episodio convectivo principal. En concreto, los perfiles verticales de RH sugirieron un techo de nube convectiva de hasta 8 km de altura, aproximándose al nivel de 400 hPa observado con el modelo mesoescalar WRF. Los perfiles en continuo de estas variables, también fueron utilizados para la obtención de 6 índices de inestabilidad invernales: *Low-Top Convection Index (TQ)*, *Showalter Index (SI)*, *Most Unstable Lifted Index (MULI)*, *Convective Inhibition (CIN)*, *Most Unstable CAPE (MUCAPE)* y el LFC. El estudio de estos índices en continuo permitió la identificación de una situación preconvectiva entre 4 y 6 horas previas al episodio.

Por otro lado, en el Bloque II de esta Memoria de Tesis Doctoral nos hemos centrado en el estudio de las precipitaciones convectivas con granizo. Este tipo de episodios han sido ampliamente estudiadas en el MEV durante las dos últimas décadas. Sin embargo, su localización en el tiempo y en el espacio sigue siendo un gran reto para los predictores. Por esta razón, en este bloque se ha querido desarrollar una nueva herramienta de predicción que ayude a la toma de decisiones. Este estudio se ha basado en la combinación de dos

metodologías previamente desarrolladas en el MEV, con el objetivo de crear una herramienta complementaria en la predicción de tormentas severas con granizo. Esta herramienta fue construida a partir de perfiles verticales del modelo WRF, obtenidos en la posición del aeropuerto de Zaragoza. En primer lugar, estos perfiles fueron comparados con radiosondeos lanzados en la misma posición, obteniendo unos coeficientes de correlación (R^2) de 0.999, 0.992 y 0.837 para las variables T, T_d y RH. Posteriormente, a partir de estos perfiles, se calcularon 31 índices de inestabilidad utilizados para predicción de tormentas con granizo. Mediante la aplicación de una regresión logística binaria, 5 de estos índices fueron seleccionados como mejores predictores para crear una ecuación logística que nos de la probabilidad de ocurrencia/no ocurrencia de tormentas severas con granizo: *Showalter Index (SI)*, velocidad del viento a 500 hPa (SPD500), T_d a 850 hPa (Td850), helicidad relativa entre 0 y 3 km (SREH3km) y altura del bulbo húmedo (WBZ). La ecuación logística mostró una alta capacidad predictora de estos episodios, obteniendo un POD de 0.940 y un FAR de 0.217. Posteriormente, esta ecuación fue aplicada a todo el área de estudio en 100 días de tormentas severas con granizo (a partir de una base de datos de 13 años: 2001-2013) con el objetivo de realizar un “análisis cluster” (o análisis de conglomerados) de la distribución espacial del resultado de la ecuación. Teniendo en cuenta las características físicas del terreno y un análisis de la distancia intracluster, se seleccionaron 4 grupos para explicar la distribución espacial de la ecuación. A partir de la base de datos del radar de la banda C que el Grupo de Física de la Atmósfera (GFA) tiene en Zaragoza, se contrastaron los resultados obtenidos con la distribución espacial del granizo detectado mediante radar. Este análisis, sugirió una distribución espacial de la probabilidad de granizo muy similar a la distribución espacial de la ecuación, indicándonos un buen ajuste de la distribución espacial del mismo. Este estudio por lo tanto, permite utilizar los patrones termodinámicos del MEV, como herramienta de toma de decisiones en la predicción del granizo.

Por lo tanto, en este trabajo se ha querido profundizar, en primer lugar, en el conocimiento de los mecanismos que producen tormentas de nieve en la Península Ibérica a partir de un caso de estudio, y por otro, crear una herramienta nueva complementaria para la toma de decisiones en la predicción de granizo.

Summary

Cumulus clouds with strong vertical development, such as cumulus congestus or cumulonimbus, are accompanied by heavy rainfall, often of high intensity. At mid latitudes, this type of cloud is more common in summer because heating of lower layers in contact with the surface favors instability. However, in order for this type of cloud to develop and produce convective precipitation, three main ingredients are necessary. These are instability, moisture at mid and lower levels, and forcing to lift air parcels to the level of free convection (LFC). In general terms, these are the principal mechanisms of any convective episode with precipitation. For precipitation accompanied by hail, it must be sufficiently unstable to produce strong vertical motion, at speeds usually greater than 10 m/s, accompanied by microphysical properties that are not always well understood. Although less common, convective precipitation may also develop in winter under proper conditions. Such storms are more common within extratropical cyclones (usually embedded in stratiform precipitation). They are usually accompanied by low temperatures and intense snowfall, and sometimes strong winds and electrical activity. Elements needed to form winter convection with snowfall are very similar to those required to produce convection in general, namely, instability, forced lifting, low-level moisture, cold temperatures (around 0 °C), and “efficiency”, which includes the probability of nucleation and precipitation rates associated with the rapid growth of snowflakes.

Convective precipitation that evolves into hailstorms and snowfall can have serious impacts on society. Hailstones damage crops in many parts of the world, particularly in southwestern Europe and the region termed here as the Middle Ebro Valley (MEV). Although snowstorms are much more common in regions like the United States and Canada, they can also occur in parts of the Iberian Peninsula, causing problems along transportation systems, such as traffic jams or accidents. Snowstorms are also associated with avalanche formation in mountainous areas, which can cause significant socioeconomic damage.

This doctoral dissertation investigates both types of convective precipitation described above. In this endeavor, the focus is on two areas that are greatly affected by such atmospheric phenomena, the MEV for hailfall and Guadarrama Mountains of Madrid for snowfall. Regarding winter convective precipitation, atmospheric conditions that produce strong and intense snowfall are rare in the study area in particular and the Iberian Peninsula in general. Because many other mesoscale factors intervene, operational forecasting cannot always be done with sufficient detail or precision. Prediction uncertainties and lack of knowledge when faced with such situations can exacerbate their impact on the population. For these reasons, a significant case of convective precipitation in the Guadarrama Mountains on 4 March 2011 was selected for study. Analysis of this event provided insight into the mechanisms, thermodynamically and at synoptic scale and mesoscale, which generated a short but intense period of snowfall in the region.

The first part of this dissertation analyzes this convective episode with heavy snowfall and synoptic and mesoscale factors that caused it, using Weather Research and Forecasting (WRF) model simulation. By investigating synoptic fields of equivalent potential temperature (θ_e) and geopotential, a low pressure system was found at all tropospheric levels, whose center was in the interior of the Iberian Peninsula. This system facilitated convergence of two air masses in the study area, a warm, moist one at low levels from the southeast and another from the northwest at mid and upper levels, with cooler and drier air. Collision of these two air masses fostered the accumulation of moisture at low levels in the southern Guadarramas. By two-dimensional analysis of the “scalar frontogenesis” parameter, we observed frontogenesis initiating at the 700 hPa level, whose formation was enhanced by a branch of the jet stream at upper levels. This frontogenesis played a fundamental role in the release of accumulated instability, leading to the ascent of moisture to upper levels. Water vapor (WV) images of the Meteosat Second Generation (MSG) satellite were used to identify a dry intrusion that was caused by a descent of the tropopause to the 660 hPa level. Investigation of cross sections of the tropopause showed the effect of convection in the cloud top, updrafts, and the appearance of regions of potential instability (PI). Given all these variables, the WRF analysis indicated convection up to a level of 400 hPa.

The second section of the first part herein describes continuous analysis of this episode in real time, using measurements of a multichannel microwave radiometer (MMWR). Using continuous profiles of temperature (T) and dew

point temperature (T_d) from the MMWR, the convection was observed such that as moisture ascended from low to higher levels, the T and T_d profiles joined. At the end of the episode, these profiles separated again like a “zipper”. Continuous profiles of relative humidity (RH) and liquid water content (LWC) were also analyzed. These showed maximum values at mid and lower levels, suggesting convection hours prior to observation of the main episode. Specifically, the vertical RH profiles suggested a convective cloud top up to 8-km height, approaching the 400 hPa level indicated by the mesoscale WRF model. The continuous profiles of these variables also provided six winter stability indices: the Low-Top Convection Index (TQ), Showalter Index (SI), Most Unstable Lifted Index (MULI), Convective Inhibition (CIN), Most Unstable CAPE (MUCAPE), and LFC. A continuous examination of these indices identified a preconvective situation between 4 and 6 hours prior to the episode.

The second part of this dissertation is focused on the convective precipitation with hail. This type of event in the MEV has been extensively studied during the past two decades. However, localizing such episodes in time and space remains a great challenge to forecasters. For this reason, we sought to develop a new forecast tool to assist with decision making. The tool is based on a combination of two methods previously developed for the MEV, with the objective to create a complementary tool for predicting severe hailstorms. This tool was created using WRF vertical profiles at Zaragoza Airport in Spain. First, the profiles were compared using soundings launched at this location. This gave correlation coefficients (R^2) of 0.999, 0.992 and 0.837 for the variables T , T_d and RH. Based on the profiles, 31 stability indices were then calculated and used to predict hailstorms. Through binary logistic regression, five of these indices were selected as best predictors, to create a logistic equation for determining the probability of occurrence or nonoccurrence of severe hailstorms. These five indices were: the Showalter Index (SI), wind speed at 500 hPa (SPD500), T_d at 850 hPa (T_d850), relative helicity between 0 and 3 km (SREH3km), and wet bulb zero (WBZ). The logistic equation had strong predictive ability for studied episodes, as demonstrated by a probability of detection (POD) of 0.940 and False Alarm Ratio (FAR) of 0.217. This equation was then applied to the entire study area for 100 days of severe hailstorms (using a 13-year database from 2001-2013), to conduct cluster analysis of the spatial distribution of equation results. Considering physical characteristics of the terrain and an analysis of intracluster distance, four clusters were selected to explain the spatial distribution of the equation. Using a database from a

C-band radar in Zaragoza (belonging to the Atmospheric Physics Group (GFA) of the University of León), the cluster analysis results were compared with the spatial distribution of hail detected by radar. This comparison indicated a spatial distribution of hail probability that was very similar to that of the equation, indicating a good fit of that distribution. In consequence, the present investigation permits the use of thermodynamic patterns in the MEV as a decision-making tool in hail prediction.

In summary, this work attempts, first, to extend the understanding of mechanisms involved in snowstorms on the Iberian Peninsula based on a case study, and second, to develop a new complementary tool for decision making in hail prediction.

Índice general

Agradecimientos	I
Resumen	III
Summary	VII
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Precipitaciones convectivas	1
1.1.1 Precipitaciones en forma de nieve	2
1.1.2 Precipitaciones en forma de granizo	8
1.2 Proyectos asociados a esta tesis	15
1.3 Objetivos y Estructura	16
I PRECIPITACIONES CONVECTIVAS DE NIEVE	25
2 INTRODUCCIÓN	27
2.1 Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de nieve	27
2.1.1 Aspectos sinópticos	28
2.1.2 Modelos conceptuales de las tormentas de nieve	30
2.1.3 Aspectos mesoescalares	34
2.1.4 Estudios previos de tormentas de nieve en la Península Ibérica	37
2.2 Área de estudio	39
2.3 Predicción de episodios de nevadas asociadas a convección . . .	40
2.3.1 Modelo mesoescalar WRF	42
2.4 Identificación de nevadas convectivas mediante sensores remotos	44
2.4.1 Radiómetro de microondas (MMWR)	45
2.4.2 Satélite meteorológico	51
3 NUMERICAL DIAGNOSIS OF A HEAVY SNOWFALL EVENT IN THE CENTER	

OF THE IBERIAN PENINSULA	
Artículo publicado en la revista: <i>Atmospheric Research</i>	61
4 MONITORING A CONVECTIVE WINTER EPISODE OF THE IBERIAN PENINSULA USING A MULTICHANNEL MICROWAVE RADIOMETER	
Artículo publicado en la revista: <i>Journal of Geophysical Research: Atmospheres</i>	77
II PRECIPITACIONES CONVECTIVAS CON GRANIZO	97
5 INTRODUCCIÓN	99
5.1 Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de granizo	99
5.1.1 Aspectos sinópticos	99
5.1.2 Aspectos mesoescalares	103
5.1.3 Estudios previos de tormentas con granizo en el Valle Medio del Ebro	106
5.2 Área de estudio	108
5.3 Predicción de tormentas con granizo	110
5.3.1 El modelo mesoescalar WRF en la predicción de granizo	110
5.4 Datos observados	112
5.4.1 Verdad Terreno	113
5.4.2 Sensores remotos	114
6 SPATIAL DISTRIBUTION OF THERMODYNAMIC CONDITIONS OF SEVERE STORMS IN SOUTHWESTERN EUROPE	
Artículo publicado en la revista: <i>Atmospheric Research</i>	127
Conclusiones	145
Conclusions	149
Líneas de investigación futuras	153
A ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS	155
B LISTADO DE PUBLICACIONES	159

Índice de figuras

1.1	Diferentes regímenes de estabilidad que pueden provocar tormentas de nieve. Las líneas negras representan valores del momento absoluto geostrófico (M_g) y las líneas azules presentan valores de la temperatura potencial equivalente (θ_e). Figura original de James Moore y Sean Noal, adaptada por Schultz y Schumacher (1999)	5
1.2	Esquema de los tres procesos principales en el ciclo de vida de una tormenta severa (Imagen cortesía de Thompson Higher Education).	10
1.3	Corte transversal de una piedra de granizo vista mediante transmisión de luz difusa. Las burbujas de aire de diferentes tamaños se observan como manchas oscuras.	14
1.4	Piedras de granizo con diferentes capas opacas y transparentes.	14
2.1	Modelo estándar del modelo conceptual de cintas transportadoras asociadas con ciclogénesis. Imagen de: COMET (2002) . . .	31
2.2	Modelo de onda abierta en la troposfera media con el modelo de débil sistema superficial, dentro de un modelo conceptual de cintas transportadoras asociadas con ciclogénesis. Imagen de: COMET (2002)	32
2.3	Esquema del modelo conceptual del TROWAL. La superficie azul representa el borde caliente de la zona baroclínica del frente frío. La superficie roja representa el borde caliente de la zona baroclínica del frente cálido. La línea que separa ambas superficies es el TROWAL y representa la intersección tridimensional entre los frentes cálido y frío característicos de las oclusiones cálidas. La banda de precipitación esquematizada está señalada en verde y amarillo. Imagen de Martin (1999)	33

2.4	Esquema que representa el mecanismo de retroalimentación positiva entre frontogénesis y la reducción de la EPV. Adaptación de: Nicosia y Grumm (1999)	35
2.5	Modelo conceptual que representa la región de frontogénesis y la zona de reducción de EPV en el contexto de los principales componentes de del desarrollo de un ciclón extratropical. Imagen de Nicosia y Grumm (1999)	36
2.6	Corte transversal de un TROWAL, representando los factores a mesoescala que permiten el desarrollo de precipitaciones de nieve en bandas. Imagen de: COMET (2002)	36
2.7	Área de estudio en la Sierra de Guadarrama.	39
2.8	Coordenadas σ del modelo WRF. Imagen de: NCAR.	44
2.9	Modelo de absorción de Rosenkranz (1998) para condiciones típicas en superficie ($T=288.15$ K, $p=1013.25$ hPa, $RH=100\%$ y $L=0.2$ g m ⁻³). Aparecen también indicadas las frecuencias que operan en las diferentes bandas (con sus canales) en radiómetro <i>MP – 3000A</i> . Adaptado por Radiometrics (2008)	46
2.10	Principales elementos que componen el radiómetro <i>MP–3000A</i> . Cortesía de Radiometrics.	50
2.11	Imagen de satélite GOES 8 en el canal de vapor de agua en un ciclón maduro. En ella están localizados los frentes y los 3 tipos de cintas transportadoras: WCB, CCB e intrusión seca. Imagen de: COMET (2005)	52
5.1	Medias de las variables sinópticas para los clusters 4 y 5. En la columna de la izquierda encontramos los campos del cluster 4 y en la de la derecha del cluster 5. Los campos atmosféricos representados son, de arriba a abajo: geopotencial (gpm) a 500 hPa, temperatura (K) a 500 hPa, geopotencial (gpm) a 850 hPa, temperatura (K) a 850 hPa y humedad relativa (%) a 850 hPa. Imagen adaptada de García-Ortega et al. (2011)	101
5.2	Resultados medios para cada cluster en las variables: vapor de agua entre 1000 y 700 hPa (WVFD), índice de inestabilidad convectiva (CI), humedad específica a 850 hPa (Q_{850}) y flujo de viento a 850 hPa (F_{850}). Imagen adaptada de Merino et al. (2012)	104

- 5.3 Área de estudio en el Valle Medio del Ebro (MEV) y alrededores. La flecha negra indica el alcance radial del radar de banda C situado en Zaragoza. 109
- 5.4 Campo de la precipitación acumulada en la mitad norte de la Península Ibérica a partir del modelo WRF. 112
- 5.5 Muestra de un granizómetro impactado con granizo y tintado posteriormente. Las marcas blancas son los impactos de granizo que han quedado después del tintado. La banda del medio presenta los impactos de calibración. 114
- 5.6 Granizómetro situado en el campo sobre la base de aluminio. . 115
- 5.7 Antena del radar meteorológico de la banda C del GFA situado en Zaragoza. 118
- 5.8 Imagen de salida a partir del radar del GFA en el que se representa los resultados del algoritmo de granizo. Las manchas rojas representan un 100 % de probabilidad de caída de granizo. 119

Índice de tablas

- 5.1 Equivalencias de tamaño utilizadas en la interpretación de los
datos obtenidos a partir de los observadores meteorológicos.
Fuente: [López \(2003\)](#). 113
- 5.2 Características del radar de la banda C de la Universidad de
León, y situado en Zaragoza. Fuente: [López \(2003\)](#). 118

INTRODUCCIÓN

1.1 Precipitaciones convectivas

En general, las precipitaciones pueden caracterizarse por tener regímenes convectivos o estratiformes ([Houze, 1993](#)). Los sistema convectivos están asociados a fuertes velocidades verticales, pequeñas áreas afectadas y altas intensidades de precipitación. Por el contrario, las precipitaciones de carácter estratiforme se caracterizan por tener velocidades verticales relativamente bajas, mayor homogeneidad horizontal y precipitaciones con intensidades bajas.

En el entorno meteorológico, el término convección se relaciona con el transporte de calor y humedad en la componente vertical del flujo asociado con la flotabilidad. Este término se refiere a una fuerza ascendente que actúa sobre una masa de aire en respuesta a una diferencia de densidades entre esta y el aire circundante. Esta fuerza hace que una masa de aire más cálida que su entorno se eleve verticalmente. Por el contrario, si esta masa de aire es más fría, se producirá un movimiento descendente de la misma. Para escalas de movimiento pequeñas como se producen en la convección, la flotabilidad puede exceder de manera importante la fuerza del gradiente vertical de presión. Estas aceleraciones verticales pueden ser mucho más grandes que las que normalmente encontramos en movimientos a gran escala. Estos movimientos son los que clasificaremos como no-hidrostáticos. En consecuencia, estos procesos de flotación son básicos para generar las corrientes verticales características de los procesos convectivos, las cuales permitirán transportar calor y humedad desde las capas más bajas de la troposfera hasta las más altas.

Los procesos convectivos pueden desarrollarse en cualquier época del año, aunque principalmente se desarrollan en los meses estivales. Sin embargo, tam-

bién podemos encontrar precipitaciones convectivas en los meses más fríos, con precipitaciones de fuerte intensidad en forma de nieve. En esta tesis nos centraremos en el estudio de ambos tipos de procesos convectivos, las precipitaciones convectivas con granizo y las precipitaciones convectivas en forma de nieve.

1.1.1 Precipitaciones en forma de nieve

En esta Memoria de Tesis Doctoral se llamarán tormentas de nieve a las formaciones convectivas que se producen dentro de ciclones extratropicales y que traen consigo bajas temperaturas y precipitaciones en forma de nieve, algunas veces incluso junto con vientos fuertes y pueden tener o no componente eléctrico. La ocurrencia de nevadas fuertes es un componente clave de todas las tormentas de nieve y se define como una caída constante de precipitaciones de nieve más o menos intensas durante varias horas. La definición de fuertes nevadas depende de la región y de la altitud, pero en general se puede definir como alguna de las siguientes opciones:

- Acumulaciones de nieve de 10 cm o más de profundidad en 12 horas o menos.
- Acumulaciones de nieve de 15 cm o más de profundidad en 24 horas o menos.

Este tipo de episodios invernales, es uno de los riesgos meteorológicos más importantes del invierno, junto con otros como los fuertes vientos o las olas de frío ([Merino et al., 2014](#)). Son muchos los impactos socioeconómicos provocados por este tipo de episodios convectivos. Entre ellos, las tormentas de nieve pueden crear problemas en las infraestructuras y medios de transporte, incluyendo atascos y accidentes de tráfico ([Datla y Sharma, 2008](#)). Así, otro problema importante, especialmente en áreas montañosas, son los aludes causados por grandes acumulaciones de nieve, constituyendo un riesgo potencial adicional tanto para las infraestructuras como para el medio natural ([Germain et al., 2009](#); [Bühler et al., 2013](#)). Con el aumento de las temperaturas, las grandes acumulaciones de nieve también pueden provocar fuertes crecidas del caudal de los ríos, constituyendo un riesgo secundario pero no por ello menos peligroso ([Changnon y Changnon, 2006](#)). Sin embargo, este tipo de episodios son una de las mayores fuentes del recurso hídrico en in-

vierno (Dixon *et al.*, 2014) y permite el desarrollo de actividades económicas relacionadas con el turismo invernal en áreas montañosas (Uhlmann *et al.*, 2009).

Muchos estudios climáticos han determinado que, en las próximas décadas, las temperaturas se incrementarían debido al cambio climático. Sin embargo, pocos estudios han conseguido determinar qué cambios potenciales sufrirán los episodios de tormentas de nieve como consecuencia de este cambio climático. Los estudios temporales de la evolución de las precipitaciones fuertes de nieve muestran que, el aumento de la temperatura media de la tierra no disminuirá necesariamente la ocurrencia o intensidad de este tipo de episodios convectivos. De hecho, Changnon (2007) realizó un estudio de estos episodios en EEUU ocurridos durante el siglo XX y encontró una disminución de su ocurrencia, pero un aumento en la intensidad de los mismos. Por otra parte, Laternser y Schneebeli (2003) encontraron que, durante un período de estudio de 66 años en los Alpes Suizos, la tendencia era a que para este tipo de episodios la frecuencia de ocurrencia permaneciera constante o incluso incrementara ligeramente, mientras que la acumulación de nieve a niveles bajos y medios habría disminuido debido al calentamiento global. De cualquier modo, cada vez son más los estudios que han determinado un incremento de precipitaciones extremas en las próximas décadas (May, 2008; Vrochidou *et al.*, 2013; van der Pol *et al.*, 2015), debido especialmente a los gases de efecto invernadero. Por esta razón, el estudio de precipitaciones extremas, y en este caso en forma de nieve, es de suma importancia para poder afrontar los posibles cambios climáticos que nos vengán en el futuro.

1.1.1.1 Ingredientes para eventos convectivos con precipitaciones de nieve

El conocimiento de los ingredientes que explican los procesos fundamentales de un particular fenómeno meteorológico, es muy importante en la predicción operativa. Según Schultz *et al.* (2002), un ingrediente se define como un elemento necesario que está claramente asociado con un evento en particular. La suficiencia de un ingrediente es algo esencial, ya que la ausencia de éste impide la formación del evento, pero la sola presencia del mismo no es suficiente para que se produzca el episodio. Para definir los ingredientes necesarios para la ocurrencia de un episodio de precipitación convectiva de nieve en latitudes medias, nos hemos basado en la clasificación descrita por Wetzel y Martin

(2001). Estos autores destacan 5 ingredientes principales: forzamiento por ascenso, humedad y saturación, inestabilidad, eficiencia de la precipitación y temperatura.

a) Ascenso por forzamiento

El movimiento vertical cuasigeostrófico (QG) puede ser diagnosticado usando la forma de Q-vector a partir de la ecuación- ω QG (Hoskins *et al.*, 1978). Esta es definida como la tasa local de cambio del gradiente de temperatura potencial con respecto a la trayectoria de una parcela que se mueve con el viento geostrófico. Según la ecuación ofrecida por Hoskins *et al.* (1978):

$$\left(\sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = -2 \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (1.1)$$

donde $\mathbf{Q} = [-(\partial V_g / \partial x) \cdot \nabla(-\partial \phi / \partial p) \hat{i}, -\partial V_g / \partial y \cdot \nabla(-\partial \phi / \partial p) \hat{j}]$, siendo ϕ el geopotencial y $\omega = dp/dt$. El término f corresponde al parámetro de Coriolis. El uso del vector $\mathbf{Q}$ para el cálculo del forzamiento a escala sinóptica de los movimientos verticales está muy extendido en la predicción operativa. La convergencia del vector $\mathbf{Q}$ corresponde a valores negativos del forzamiento o, lo que es lo mismo, a movimientos verticales de ascenso. Por el contrario, si encontramos divergencia en el vector $\mathbf{Q}$ o valores positivos, correspondería a movimientos verticales de descenso. A pesar de que el vector $\mathbf{Q}$ es una forma general de medida de este forzamiento, éste puede proceder de varios procesos diferentes (por ejemplo, ascensos a gran escala, frontogénesis, cinta transportadora cálida...).

b) Inestabilidad

Es frecuente que, durante un episodio de precipitaciones de nieve convectivas, encontremos diferentes tipos de inestabilidad al mismo tiempo. En la Figura 1.1 se pueden observar los tipos más comunes de estabilidades que encontramos en este tipo de episodios invernales. Así, tenemos inestabilidad convectiva (CI^1), inestabilidad condicional simétrica (CSI^1) y estabilidad neutral (NS^1) que también es conocida como débil inestabilidad simétrica (WSS^1). La presencia de uno o más de uno de estos tipos de inestabilidades depende en gran parte en la región en que se desarrolle dentro de los ciclones extratropicales. Así, el CI normalmente se desarrolla

¹Destacar que los acrónimos han permanecido como se escriben en su forma inglesa

dentro del aire cálido y húmedo al sur y sureste del ciclón, mientras que el CSI y el WSS tienden a desarrollarse hacia el norte del ciclón, dentro de una masa de aire fría y estable dentro de la capa límite.

Figura 1.1: Diferentes regímenes de estabilidad que pueden provocar tormentas de nieve. Las líneas negras representan valores del momento absoluto geostrófico (M_g) y las líneas azules presentan valores de la temperatura potencial equivalente (θ_e). Figura original de James Moore y Sean Noal, adaptada por [Schultz y Schumacher \(1999\)](#).

Muchos estudios destacan la frecuente distribución de estas tormentas de nieve en forma de bandas ([Emanuel, 1985](#); [Bosart y Sanders, 1986](#); [Reuter y Yau, 1990](#); [Moore y Lambert, 1993](#); [Nicosia y Grumm, 1999](#); [Novak et al., 2004](#)). [Bennetts y Hoskins \(1979\)](#), sugirieron que estas bandas se forman debido a la presencia de inestabilidad baroclínica simétrica. Estos mismos autores demostraron que, las circulaciones asociadas con CSI son de naturaleza mesoescalar y que son combinadas con fuerzas gravitacionales e inerciales que actúan tanto verticalmente como horizontalmente junto a los desplazamientos oblicuos producidos por el CSI. A pesar de que ambas inestabilidades, CSI y CI pueden ir asociadas a la existencia de estas bandas de fuertes precipitaciones de nieve, [Nicosia y Grumm \(1999\)](#) destacan la importancia de distinguir entre los dos tipos.

La existencia o no de regiones con CSI o CI puede comprobarse mediante dos metodologías. La primera de ellas se realiza comprobando, a partir

de una sección transversal o “cross-section²”, la inclinación de las superficies de temperatura potencial equivalente (θ_e) respecto a la inclinación de las superficies momento absoluto geostrófico (M_g), definiendo esta última variable como:

$$M_g = v_g + fx \quad (1.2)$$

donde v_g es la componente normal al viento geostrófico en el gradiente de temperatura, f es el parámetro de Coriolis, y x es la distancia a lo largo del eje x con dirección creciente al aire cálido. Como destacan [Schultz y Schumacher \(1999\)](#) en la Figura 1.1, CSI ocurre cuando las superficies de M_g están más inclinadas que las superficies de θ_e en un ambiente húmedo o saturado. Esta gráfica muestra también que CI existe cuando los valores de las superficies de θ_e decrecen con la altura. Finalmente el WSS se detecta cuando las superficies de θ_e son prácticamente paralelas a las superficies de M_g .

La segunda metodología, definida por en un primer momento por [Moore y Lambert \(1993\)](#) y posteriormente calculada en tres dimensiones por [McCann \(1999\)](#), consiste en utilizar la vorticidad potencial equivalente EPV^3 , definida por [Martin et al. \(1992\)](#) como:

$$EPV = -\eta \cdot \nabla \theta_e \quad (1.3)$$

donde η es la vorticidad absoluta en tres dimensiones y θ_e la temperatura potencial equivalente. Estos autores encontraron que, en un ambiente saturado, el CSI podría ser diagnosticado en regiones con $EPV < 0$, una región que se caracteriza por fuerte cizalladura vertical del viento y débil estabilidad convectiva. Sin embargo, regiones de CI, también presentan $EPV < 0$. Para diferenciar ambos tipos de estabilidades, si tenemos un región con EPV negativo y θ_e incrementa con la altura, podemos confirmar la presencia de CSI. Por el contrario, con regiones de EPV negativa y un decrecimiento de θ_e con la altura, entonces tendremos CI. Además, [Nicosia y Grumm \(1999\)](#) demostraron, que cuando la atmósfera contiene regiones

²En meteorología, una “cross-section” es una representación gráfica de una superficie vertical en la atmósfera, a lo largo de una línea horizontal, que se extiende desde la superficie de la tierra hasta una altitud dada.

³Destacar que los acrónimos han permanecido como se escriben en su forma inglesa

de CI, EPV es más negativo que con regiones de CSI. Este mismo autor destacó que, muchas veces, ambos tipos de inestabilidad coexisten y, cuando esto ocurre, el efecto del CI dominará sobre el CSI.

c) Humedad

A pesar de que tengamos fuerte forzamiento e inestabilidad, las precipitaciones convectivas invernales no se podrán producir en una atmósfera seca. [Bennetts y Hoskins \(1979\)](#) asumen que un ambiente está saturado cuando la humedad relativa está por encima del 80 %. Sin embargo, [Schultz y Schumacher \(1999\)](#) sugieren que se debe alcanzar el 100 % de humedad para llegar a tener un ambiente saturado en precipitaciones de nieve. En cualquier caso, en el presente trabajo se ha adoptado el criterio de [Bennetts y Hoskins \(1979\)](#), ya que es el criterio mayormente aceptado por la comunidad científica.

d) Eficiencia

El análisis de la eficiencia como ingrediente incluye dos aspectos principales: la probabilidad de nucleación y la tasa de precipitación asociada con el rápido crecimiento de los copos de nieve. Es muy difícil determinar la temperatura ideal en la que se inicia la nucleación del hielo, debido la cantidad de núcleos de congelación diferentes que existen en la atmósfera, las características superficiales de estos y la humedad relativa existente en el ambiente. A partir del estudio de [Mossop \(1970\)](#), se estableció que temperaturas entre -12°C y 14°C deberían considerarse como las mínimas para obtener una alta probabilidad de obtener hielo dentro de una nube y estableció la temperatura de -10°C límite por la cual por encima de ella no encontraremos hielo en la nube. Después de la iniciación del hielo, la tasa de crecimiento por deposición es más alta con temperaturas más frías, encontrando un máximo de eficiencia a -15°C ([Rogers y Yau, 1989](#)). El crecimiento por agregación generalmente ocurre cuando las temperaturas son más cálidas que -10°C una vez que los copos de nieve han crecido lo suficiente para comenzar a caer. [Auer y White \(1982\)](#) establecieron que, en condiciones de saturación, si existe una zona de fuerte forzamiento de los movimientos verticales y coincide con una región de máximo crecimiento por deposición, será posible encontrar fuertes precipitaciones de nieve en esa región.

e) Temperatura

El análisis de la temperatura como ingrediente en un episodio de tormentas de nieve nos conduce a evaluar si la precipitación caerá en forma de agua, nieve, hielo o agua sobreenfriada. Una predicción precisa del tipo de precipitación que tendremos requiere de un cuidado análisis de los perfiles de temperatura y humedad en el desarrollo de la tormenta. La temperatura del bulbo húmedo será de gran importancia para indicarnos si la precipitación caerá en forma de hielo o nieve cuando esta permanezca por debajo de 0°C . Según sugiere McNulty (1988), de manera general, se podría aceptar que si en una superficie de 850 hPa encontramos temperaturas entre 0 y -4°C , estaremos hablando de una región de transición en cuanto a tipo de precipitación se refiere. Si la temperatura a ese nivel de presión se encuentra por debajo de los -4°C , habrá una alta probabilidad de que la precipitación sea en forma de nieve. Por último si la temperatura se encuentra a ese mismo nivel por encima de 0°C , estaremos hablando de una alta probabilidad de precipitaciones en forma de lluvia.

En el caso de que encontremos en un perfil vertical de temperatura una capa cálida con $T > 0^{\circ}\text{C}$ situada por encima de una capa más fría con $T < 0^{\circ}\text{C}$, existe la posibilidad de encontrar lluvia engelante (lluvia con temperaturas en superficie por debajo de 0°C), aguanieve o nieve granulada.

1.1.2 Precipitaciones en forma de granizo

Las precipitaciones severas con granizo pueden producir importantes daños socioeconómicos, especialmente en la agricultura, infraestructuras o compañías de seguros. Continuamente se están creando herramientas de mejora para su predicción e identificación, pero debido a su reducida duración en el tiempo y a su pequeña localización espacial, este reto sigue aún abierto. Las precipitaciones con granizo suelen ir asociadas a lo que se conoce como convección severa. El término convección severa se suele referir a aquellos procesos convectivos que producen daños relevantes, es decir, que se produzcan precipitaciones fuertes ya sean de granizo o no (Doswell III, 1985). No existe una definición oficial del término “severo”, sin embargo, generalmente se utiliza definiendo unos umbrales. En el desarrollo de esta Memoria, los términos de convección severa o tormentas severas se referirá a aquellos episodios con-

vectivos donde se haya registrado convección con presencia de granizo en el suelo, detectado a partir de datos de radar.

Las tormentas severas son uno de los fenómenos meteorológicos más frecuentes en el suroeste de Europa. En la Península Ibérica es frecuente encontrar precipitaciones con granizo en casi cualquier región, sin embargo, la región que presenta mayor frecuencia de ocurrencia es el área nordeste peninsular ([Ceperuelo, 2008](#)), especialmente la región conocida como Valle Medio del Ebro (MEV), más frecuentes en el período entre mayo y septiembre.

1.1.2.1 Ingredientes para la formación de tormentas severas

Para que se produzca un desarrollo convectivo con precipitaciones severas, necesitamos el aporte de 3 ingredientes principales, descritas por [Doswell III \(1987\)](#):

- **Inestabilidad:** hablamos de un ambiente inestable cuando una masa de aire es más caliente que el aire que le rodea y se eleva en movimientos ascensionales debido a la flotabilidad positiva. En otras palabras, la inestabilidad es lo que permite que el aire se eleve desde los niveles bajos de la atmósfera hasta niveles superiores. Cuando se produce el ascenso de la masa de aire, esta sufre una expansión adiabática y un proceso de enfriamiento respecto al entorno. Si esta masa de aire se enfría más rápido que el entorno, la masa de aire comenzará a descender.
- **Humedad:** debe existir suficiente humedad para que alguna parcela de aire pueda ascender hasta el nivel de convección libre (LFC^4). Cuanto mayor contenido de humedad exista en la masa de aire que asciende, antes se podrá alcanzar el nivel de LFC. Una vez llegado a este nivel, el vapor de agua sufre un proceso de condensación liberando calor latente, lo que hará que esta masa no se enfríe tan rápidamente durante el ascenso. Con este proceso, será más complicado que la masa de aire alcance el equilibrio térmico con el ambiente, y por lo tanto, se verá favorecido el ascenso de la misma.
- **Forzamiento:** tiene que producirse algún proceso o forzamiento que permita elevar esa parcela hasta el nivel de LFC. A menudo, llamamos

⁴Destacar que los acrónimos han permanecido como se escriben en su forma inglesa

a este proceso “mecanismo de disparo” ya que, sin este forzamiento, no puede iniciarse un proceso convectivo. El forzamiento puede producirse de diferentes maneras: elevación de una masa de aire por la orografía (área montañosa), presencia de un frente que eleve esa masa de aire, aire frío procedente de las brisas marinas o incluso el flujo producido por una tormenta anterior que produzca la elevación de una nueva masa de aire.

1.1.2.2 Ciclo de vida de una tormenta severa

El ciclo de vida de una tormenta severa suele caracterizarse mediante imágenes obtenidas de datos radar (Doswell III, 2007). Estas imágenes permitieron distinguir tres etapas fundamentales en el desarrollo de las tormentas, esquematizadas en la Figura 1.2. La duración de una tormenta puede ser muy variable, pudiendo ser de unos pocos minutos hasta varias horas, dependiendo del tipo de organización que presenten, pero su evolución siempre consistirá de los siguientes pasos:

Figura 1.2: Esquema de los tres procesos principales en el ciclo de vida de una tormenta severa (Imagen cortesía de Thompson Higher Education).

- **Inicio o desarrollo:** es la fase en la cual predominan las corrientes verticales ascendentes, lo cual hace que las pequeñas partículas de hielo puedan crecer hasta alcanzar un peso suficiente que consiga anular estas fuerzas verticales ascendentes. Los movimientos ascendentes provocan que la humedad procedente de niveles bajos de la atmósfera puedan ascender, ayudando al crecimiento de la nube.

- **Madurez:** esta etapa se inicia con el comienzo de la precipitación formada en la fase de desarrollo. En este caso las corrientes descendentes dominan respecto a las ascendentes, aunque conviven ambas. A medida que las corrientes descendentes alcanzan los niveles más bajos, se producen procesos de evaporación, los cuales provocan aceleración de esos movimientos de caída que ayudarán a refrescar el aire. Cuando esta corriente llega hasta superficie, se genera una pequeña bolsa de aire frío y un frente de racha, el cual será más fuerte cuanto más fuerte sea la corriente descendente.
- **Disipación:** en esta etapa únicamente se producen corrientes descendentes, por lo que la nube dejará de crecer por aporte de humedad desde niveles bajos. En esta etapa pueden producirse precipitaciones más débiles de carácter estratiforme a partir del residuo de la nube convectiva.

1.1.2.3 Clasificación de las tormentas severas

Las tormentas severas se pueden clasificar según su organización y dinámica interna. [Doswell III \(2001\)](#) destacó que la organización de las células tormentosas suele estar relacionada con la intensidad de las precipitaciones. Así podemos clasificar la organización de las células convectivas de 3 formas:

- **Células simples:** se trata de una única corriente ascendente que produce agua líquida y hielo, especialmente en ausencia de cizalla vertical del viento ([Martín et al., 2001](#)). Las células convectivas simples u ordinarias son la forma más básica de la convección, aunque su existencia no es habitual, ya que generalmente se encuentran inmersas en sistemas multicelulares. Aún en el caso de que en imágenes radar solo se discrimine una sola célula, en la mayor parte de los casos debemos pensar que pueden existir varias, cada una de ellas asociada a una corriente ascendente.
- **Tormentas multicelulares:** consiste en un conjunto de células que presentan muchos flujos de salida de aire, de manera que provocan un frente de racha mucho mayor que el de una célula simple. Las células no suelen encontrarse en la misma fase dentro de su ciclo de vida, ya que la convergencia que se produce en la parte delantera del frente puede disparar nuevas corrientes ascendentes y desarrollar nuevas células con-

vectivas ([Weisman y Klemp, 1986](#)). [Martín et al. \(2001\)](#) destacan que este tipo de organización convectiva se produce en entornos con moderada cizalladura del viento y energía de flotabilidad positiva. Dentro de las tormentas multicelulares, podemos encontrar los llamados sistemas convectivos mesoescalares. Este término fue descrito por [Maddox \(1980\)](#) a partir de criterios relacionados con imágenes de satélite. En general, se caracterizan por la unión de muchos yunques de varias células aisladas. Sin embargo, la forma de organización más habitual es lo que se conoce como *squall line*. Éstas se conocen en castellano como líneas de turbonada y consisten en un largo número de células convectivas organizadas a lo largo de una línea que puede tener cientos de kilómetros. Dentro de estas líneas, cada célula sufre los diferentes procesos de formación y desarrollo individualmente.

- **Tormentas supercelulares:** una supercélula es una tormenta convectiva que presenta una circulación mesociclónica ([Browning, 1964](#)). [Doswell III et al. \(1996\)](#) y [Martín et al. \(2001\)](#) describen estas tormentas como una única pareja de corrientes (una ascendente y otra descendente) con un movimiento cuasiestacionario y una rotación clara. El ciclo de vida de la supercélula suele ser de varias horas. La aceleración de la corriente ascendente en este tipo de convección tiene dos componentes: la flotabilidad, que es común con el resto de sistemas convectivos, y otro componente más dinámico, causada por la interacción con el entorno. Las supercélulas se suelen desarrollar en entornos con gran contenido de humedad a niveles bajos y es muy probable encontrar precipitaciones fuertes de granizo, descargas eléctricas e incluso tornados.

1.1.2.4 Formación del granizo

Como se destacaba anteriormente, los desarrollos convectivos, especialmente organizados en forma de tormentas multicelulares o supercelulares, pueden dar origen a precipitaciones con granizo. Sin embargo, para que este se pueda formar, hay algunos aspectos a tener en cuenta, los cuales influirán en el tamaño final del granizo. En primer lugar, necesitaremos una fuerte corriente ascendente que nos permita mantener la partícula de hielo en suspensión y pueda formar un granizo suficientemente grande para que su propio peso supere la fuerza de las corrientes ascendentes. [Fraile et al. \(2003\)](#) también destacó el papel del efecto de la fusión para observar o no la precipitación

del granizo a nivel de superficie. Según la temperatura del aire de la corriente ascendente y del trayecto de caída del granizo, este puede sufrir una disminución de su tamaño o la fusión total del mismo. Por otra parte, [López \(2003\)](#), destacó que la isocero del termómetro húmedo deberá estar entre 1500 y 3700 m por encima del suelo para la correcta formación de las piedras de hielo. También jugarían un papel fundamental en su formación aspectos como la Energía Potencial Convectiva Disponible (CAPE), la cizalladura del viento, la temperatura media del estrato entre la base y el suelo, el contenido de humedad y la masa de agua precipitable en niveles medios ([Ceperuelo, 2008](#)).

Además de estos factores, la formación del granizo necesita de diversos procesos microfísicos que ocurren en el interior de las nubes. Estos mecanismos microfísicos de inicio del granizo han sido estudiados durante muchos años. Entre ellos, cabe destacar el estudio de [Macklin \(1977\)](#) que describió los aspectos más fundamentales de formación del granizo, y posteriormente [List \(1986\)](#) que describió con más detalle algunos de estos procesos. El proceso de condensación del vapor de agua en forma de gotitas dentro de las nubes se desarrolla dentro de las corrientes ascendentes en las tormentas convectivas. La mayoría de las gotas, si no son adheridas a hidrometeoros más grandes durante procesos descendentes, o evaporadas, permanecen en estado líquido. Estas gotas de agua que permanecen a alturas con temperaturas por debajo de 0°C se llamarán gotas sobreenfriadas. Estas gotitas podrán congelarse al entrar en contacto con los núcleos de congelación existentes en el ambiente o cuando exista alguna perturbación física. Para que las cantidades de agua sobreenfriada puedan aumentar o permanecer constantes en la nube, se necesita de fuertes corrientes ascendentes, ya que con corrientes ascendentes débiles el agua podría congelarse en hielos más pequeños y precipitar. Además, la presencia de agua sobreenfriada permite que esta se agregue a partículas de hielo preexistentes en el ambiente, aumentando estas de tamaño, ayudado además por la difusión de vapor de agua. Si las corrientes ascendentes son suficientemente fuertes, podrá permanecer este granizo en suspensión, incrementando su tamaño. En el momento que el tamaño de granizo ya no permite que se mantenga en suspensión, este precipitará pudiendo llegar a superficie.

En la formación de las piedras de granizo se suele hablar de unas partículas origen o embriones (un ejemplo de ello lo tenemos en la Figura 1.3), a partir de las cuales se desarrollará el granizo hasta su caída. Se cree que estos embriones son pequeños cristalitos de hielo que capturan agua sobre-

Figura 1.3: Corte transversal de una piedra de granizo vista mediante transmisión de luz difusa. Las burbujas de aire de diferentes tamaños se observan como manchas oscuras.

Figura 1.4: Piedras de granizo con diferentes capas opacas y transparentes.

enfriada hasta formar un *graupel*⁵ (Merino, 2012). Los embriones, si consiguen permanecer en suspensión con las condiciones medioambientales adecuadas, podrán sufrir un crecimiento por difusión de vapor o por el proceso

⁵El *graupel* se forma cuando se produce cuando las gotas de agua sobreenfriadas de las nubes se condensan en torno a un copo de nieve resultando en “piedritas” pequeñas de 2 a 5 mm.

de colisión-coalescencia entre las partículas. Por este mismo origen de las piedras de granizo, a pesar de que cada una presentará diferentes formas debido a su proceso de formación, todas presentarán una estructura en diferentes capas de hielo (Pruppacher y Klett, 1980).

Como destacan estos autores, la apariencia final de la piedra de granizo podrá ser opaca o transparente (Figura 1.4), y dependerá del proceso de formación que haya sufrido. En el caso de las piedras opacas el granizo se forma cuando piedras más pequeñas de hielo caen a través de una capa de nubes bajas con partículas de agua sobreenfriada. Las partículas de agua se agregarán rápidamente a las piedras de hielo, atrapando el aire que queda entre ellas. Las condiciones idóneas para que se produzca este tipo de granizo se dan cuando la temperatura ambiente es baja y las gotas sobreenfriadas son pequeñas (Ceperuelo, 2008). Por otra parte, tenemos capas de hielo transparente que surgen cuando grandes cantidades de gotas sobreenfriadas se agregan a piedras de granizo existentes. En este caso la congelación del agua es más lenta y el aire puede ir siendo expulsando, adquiriendo esa apariencia más translúcida o transparente.

1.2 Proyectos asociados a esta tesis

Esta tesis se ha enmarcado en el entorno de 2 proyectos de investigación diferentes, que se describen a continuación.

- El primer proyecto se inició en 2009 con el nombre “Tecnologías Sostenibles para el Ciclo Integral del Agua” (TecoAgua). Este proyecto finalizó en el año 2012 y su objetivo principal fue el desarrollo de tecnologías sostenibles para la generación de recursos hídricos alternativos. Estuvo liderado por la empresa Befesa Agua S.A., participando además en él 13 empresas y 22 institutos de investigación. En este último grupo se incorporó el Grupo de Física de la Atmósfera (GFA) de la Universidad de León, cuyas funciones fueron la toma y análisis de datos meteorológicos para la caracterización de las nubes invernales en la Sierra de Guadarrama. Además, el GFA en colaboración con el Instituto de Tecnología Aeroespacial (INTA), realizó un conjunto de vuelos científicos durante el invierno de 2011-2012, con la finalidad de estudiar la microfísica dentro de las nubes frías invernales. Durante la realización y prepara-

ción de algunos vuelos, se pudieron observar indicios de formación de tormentas convectivas de nieve que podrían dificultar el vuelo o incluso provocar accidentes por las velocidades verticales fuertes detectadas. Los datos tomados con diferente instrumentación durante estas campañas experimentales permitieron investigar las causas de la formación de algunos episodios de convección invernal encontrados, lo que permitió el desarrollo del primer bloque de esta Memoria.

- El segundo proyecto, al que se asocia la beca de investigación con la que se ha desarrollado esta Memoria de Tesis Doctoral, es el proyecto **GRANÍMETRO**, financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia (MINECO) y con una duración de 3 años (2010-2012). El objetivo principal del proyecto es explorar, en las diversas condiciones meteorológicas en las que se desarrolla convección, la capacidad de un radiómetro de microondas multicanal (MMWR) situado en el suelo para establecer medidas en continuo de los perfiles verticales de temperatura y humedad y aplicarlas a la mejora de la predicción a corto plazo de la aparición de tormentas con o sin granizo. Para efectuar el pronóstico, se han desarrollado herramientas que hacen uso de los datos obtenidos por el MMWR y el modelo de simulación numérica WRF. Este es también el principal objetivo de esta Memoria, en la cual se han desarrollado diferentes herramientas para la predicción de eventos convectivos de granizo y de nieve, y mediante el uso del modelo WRF y el MMWR.

1.3 Objetivos y Estructura

El objetivo principal de esta tesis, es la mejora de la predicción de episodios convectivos a partir de dos herramientas diferentes: uso del modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF) y de los datos obtenidos en medidas en continuo por un radiómetro de microondas multicanal (MMWR). La primera herramienta ha sido ampliamente utilizada en los últimos años para predecir y estudiar este tipo de episodios, así como otros modelos mesoescalares similares. Sin embargo los radiómetros de microondas de superficie son de uso más reciente por lo que son necesarios más estudios en profundidad. En este sentido, la combinación de estas dos herramientas puede ayudarnos a predecir episodios tormentosos con precipitaciones intensas.

Los objetivos específicos se han dividido en dos bloques. Por una parte, los

objetivos enfocados a la mejora de predicción de convección con precipitaciones en forma de nieve y, por otra, las de precipitación en forma de granizo. En la Península Ibérica ambos tipos de precipitaciones han sido estudiados y desarrollados de forma diferente hasta el día de hoy. Así, las precipitaciones con granizo en el MEV han sido ampliamente estudiadas y se han creado diversas herramientas para mejorar su predicción, a partir de radar meteorológico, modelos numéricos, satélites o radiosondeos. Sin embargo, las precipitaciones convectivas en forma de nieve son poco frecuentes en la Península Ibérica y por ello apenas han sido estudiados los factores que las producen. En este caso, antes que crear herramientas de predicción para las mismas, se ha considerado más adecuado el estudio de un episodio en profundidad, para poder entender mejor los mecanismos físicos asociados. Teniendo en cuenta esas premisas, los objetivos para cada uno de los dos tipos de precipitaciones han sido diferentes:

1. **Primer objetivo: determinación de los factores sinópticos y mesoescalares de un episodio convectivo invernal con precipitaciones intensas de nieve desarrollado en la Sierra de Guadarrama (Madrid) el 4 de marzo del 2011.** Durante una campaña experimental en el marco del proyecto TecoAgua, se pudo detectar una anomalía en los datos del MMWR y se observaron intensidades de precipitación fuertes. Éstas precipitaciones ocasionaron numerosos daños, especialmente en las vías de circulación debido, principalmente, a la falta de predicción con exactitud del episodio. En este primer objetivo trataremos de estudiar, con el modelo WRF, estos factores sinópticos y mesoescalares con el objetivo de lograr una mayor comprensión de estos episodios en este área de estudio.
2. **Segundo objetivo: analizar la evolución de este episodio convectivo con precipitaciones de nieve a partir de las medidas en continuo del MMWR, estudiando los perfiles de temperatura, humedad, vapor de agua y contenido de agua líquida.** Con estas variables, trataremos de ver la adecuación de los resultados obtenidos por el modelo WRF en el objetivo 1, con las medidas en continuo del MMWR. Dentro de este segundo objetivo se pretende caracterizar un período preconvectivo mediante el cual se pueda anticipar la ocurrencia de las nevadas convectivas. En esta parte, jugará un papel fundamental el estudio de diferentes índices de estabilidad adecuados para esta época del año, a partir de las

medidas de MMWR.

3. **Tercer objetivo: crear una nueva herramienta complementaria a las ya existentes, para la toma de decisiones en la predicción de las precipitaciones de granizo en el MEV.** Para la creación de esta herramienta se ha hecho uso de dos técnicas complementarias a partir de perfiles verticales del modelo WRF: la regresión logística binaria y el análisis cluster. Con ambas técnicas se pretende definir los patrones de distribución espacial de las tormentas de granizo en el MEV y alrededores, a nivel termodinámico, encaminado a la mejora de la predicción de la probabilidad y distribución de las mismas.

La Memoria de Tesis Doctoral se organiza de la siguiente manera: el **capítulo 1** presenta una breve introducción sobre las precipitaciones convectivas, tanto con presencia de nieve como con presencia de granizo. En ese mismo capítulo también se describen los proyectos relacionados con este trabajo, así como los objetivos a cumplir.

Posteriormente, la Memoria se divide en dos bloques: el **bloque I** contiene todos los aspectos relacionados con las precipitaciones convectivas con nevadas. Así, en el **capítulo 2** se hace una introducción sobre la meteorología de este tipo de episodios, así como del área de estudio e instrumentación utilizada. Los **capítulos 3 y 4** tratan de cumplir con los objetivos 1 y 2 respectivamente, y consisten en dos artículos publicados en revistas científicas.

Por otra parte, el **bloque II** contiene los estudios realizados en esta Memoria enfocados al estudio de tormentas con granizo. El **capítulo 5** marca el estado del arte sobre las precipitaciones convectivas con granizo en el MEV, así como la descripción de esa región y la instrumentación utilizada. El **capítulo 6** presenta un artículo publicado en una revista científica, y reúne los contenidos enfocados al cumplimiento del objetivo 3.

Finalmente, en el apartado de **Conclusiones** se reúnen los resultados y sus consecuencias más destacadas de estos estudios.

Bibliografía

- Auer, A. H. y White, J. M. (1982). The combined role of kinematics, thermodynamics, and cloud physics associated with heavy snowfall episodes. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 500–507.
- Bennetts, D. A. y Hoskins, B. J. (1979). Conditional symmetric instability - a possible explanation for frontal rainbands. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 105, 945–962.
- Bosart, L. F. y Sanders, F. (1986). Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part III: A large-amplitude gravity wave. *J. Atmos. Sci.*, 43, 924–939.
- Browning, K. A. (1964). Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. *J. Atmos. Sci.*, 21, 634–639.
- Bühler, Y., Kumar, S., Veitinger, J., Christen, M., y Stoffel, A. (2013). Automated identification of potential snow avalanche release areas based on digital elevation models. *Nat. Hazard. Earth Sys. Sci.*, 13, 1321–1335.
- Ceperuelo, M. (2008). *Identificación y cuantificación del granizo y predicción de los parámetros radar*. Tesis doctoral, Universitat de Barcelona. 232 pp.
- Changnon, S. A. (2007). Catastrophic winter storms: An escalating problem. *Clim. Chang.*, 84, 131–139.
- Changnon, S. A. y Changnon, . (2006). A spatial and temporal analysis of damaging snowstorms in the United States. *Nat. Hazard.*, 37, 373–389.
- Datla, S. y Sharma, S. (2008). Impact of cold and snow on temporal and spatial variations of highway traffic volumes. *J. Transp. Geogr.*, 16, 358–372.

- Dixon, D., Boon, S., y Silins, U. (2014). Watershed-scale controls on snow accumulation in a small montane watershed, southwestern Alberta, Canada. *Hydrol. Process.*, 28, 1294–1306.
- Doswell III, C. A. (1985). The operational meteorology of convective weather. Vol.II: Storm scale analysis. Technical Report ERL ESG-15, NOAA, [NTIS PB 85 226959/XAB]. 240 pp.
- Doswell III, C. A. (1987). The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Weather Forecasting*, 2, 3–16.
- Doswell III, C. A. (2001). Extratropical Synoptic-Scale Processes and Severe Convection. *Meteor. Monogr.*, 28, 27–70.
- Doswell III, C. A. (2007). Historical overview of severe convective storms research. *Electronic-J. Severe Storms Meteor*, 2, 1–25.
- Doswell III, C. A., Brooks, H. E., y Maddox, R. A. (1996). Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Weather Forecasting*, 11, 560–581.
- Emanuel, K. A. (1985). Frontal circulations in the presence of small moist symmetric stability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1062–1071.
- Fraile, R., Castro, A., López, L., Sánchez, J. L., y Palencia, C. (2003). The influence of melting on hailstone size distribution. *Atmos. Res.*, 67, 203–213.
- Germain, D., Fillion, L., y Hétu, B. (2009). Snow avalanche regime and climatic conditions in the Chic-Choc Range, eastern Canada. *Clim. Chang.*, 92, 141–167.
- Hoskins, B. J., Draghici, I., y Davies, H. C. (1978). A new look at the omega-equation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 104, 31–38.
- Houze, R. A. (1993). *Cloud dynamics*. Academic press. 573 pp.
- Latarnser, M. y Schneebeli, M. (2003). Long-term snow climate trends of the Swiss Alps (1931-99). *Int. J. Climatol.*, 23, 733–750.
- List, R. (1986). *Properties and growth of hailstones. Thunderstorm Dynamics and Morphology*. University of Oklahoma Press, ed. E. Kessler. Norman, OK. pp. 259-276.

- López, L. (2003). *Convección atmosférica severa: pronóstico e identificación de tormentas con granizo*. Tesis doctoral, Universidad de León. 207 pp.
- Macklin, W. C. (1977). *The characteristics of natural hailstones and their interpretation*. No. 38, Amer. Meteor. Soc. 65-88.
- Maddox, R. A. (1980). Mesoscale convective complexes (USA). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 61, 1374–1387.
- Martín, F., Elizaga, F., Carretero, O., y San Ambrosio, I. (2001). Diagnóstico y predicción de la convección profunda. *Nota Técnica del STAP*, (35).
- Martin, J. E., Locatelli, J. D., y Hobbs, P. V. (1992). Organization and structure of clouds and precipitation on the mid-Atlantic coast of the United States. Part V: The role of an upper-level front in the generation of a rainband. *J. Atmos. Sci.*, 49, 1293–1303.
- May, W. (2008). Potential future changes in the characteristics of daily precipitation in Europe simulated by the HIRLAM regional climate model. *Clim. Dyn.*, 30, 581–603.
- McCann, D. W. (1999). Comments on "Evaluation and Application of Conditional Symmetric Instability, Equivalent Potential Vorticity, and Frontogenetic Forcing in an Operational Forecast Environment". *Weather forecasting*, 14, 470–472.
- McNulty, R. P. (1988). Winter precipitation type. Technical report, CR Tech. Attachment 88-4, NOAA/NWS Central Region, Kansas City, MO,. 9 pp. [Available from NOAA/National Weather Service Central Region Headquarters, Kansas City, MO 64106-2897].
- Merino, A. (2012). *Análisis, Identificación y Predicción de episodios de precipitación con granizo en la Península Ibérica*. Tesis doctoral, Universidad de León. 155 pp.
- Merino, A., Fernández, S., Hermida, L., López, L., Sánchez, J. L., García-Ortega, E., y Gascón, E. (2014). Snowfall in the northwest Iberian Peninsula: Synoptic circulation patterns and their influence on snow day trends. *Scientific World J.*, 2014. ID 480275.
- Moore, J. T. y Lambert, T. E. (1993). The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. *Weather forecasting*, 8, 301–308.

- Mossop, S. C. (1970). Concentrations of ice crystals in clouds. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 51, 474–479.
- Nicosia, D. J. y Grumm, R. H. (1999). Mesoscale band formation in three major northeastern United States snowstorms. *Weather forecasting*, 14, 346–368.
- Novak, D. R., Bosart, L. F., Keyser, D., y Waldstreicher, J. S. (2004). An observational study of cold season-banded precipitation in northeast US cyclones. *Weather forecasting*, 19, 993–1010.
- Pruppacher, H. R. y Klett, J. D. (1980). Microphysics of Clouds and Precipitation. *Nature*, 284, 88.
- Reuter, G. W. y Yau, M. K. (1990). Observations of slantwise convective instability in winter cyclones. *Mon. Weather Rev.*, 118, 447–458.
- Rogers, R. R. y Yau, M. K. (1989). *A short course in cloud physics*. 3rd edn, Int. Series in Nat. Phil., Pergamon Press, Oxford.
- Schultz, D. M., Cortinas Jr, J. V., y Doswell III, C. A. (2002). Comments on "An operational ingredients-based methodology for forecasting midlatitude winter season precipitation". *Weather forecasting*, 17, 160–167.
- Schultz, D. M. y Schumacher, P. N. (1999). The use and misuse of conditional symmetric instability. *Mon. Weather Rev.*, 127, 2709–2732.
- Uhlmann, B., Goyette, S., y Beniston, M. (2009). Sensitivity analysis of snow patterns in Swiss ski resorts to shifts in temperature, precipitation and humidity under conditions of climate change. *Int. J. Climatol.*, 29, 1048–1055.
- van der Pol, T. D., van Ierland, E. C., Gabbert, S., Weikard, H. P., y Hendrix, E. M. T. (2015). Impacts of rainfall variability and expected rainfall changes on cost-effective adaptation of water systems to climate change. *J. Environ. Manage.*, 154, 40–47.
- Vrochidou, A. E. K., Tsanis, I. K., Grillakis, M. G., y Koutroulis, A. G. (2013). The impact of climate change on hydrometeorological droughts at a basin scale. *J. Hydrol.*, 476, 290–301.
- Weisman, M. L. y Klemp, J. B. (1986). Characteristics of isolated convective storms. En Ray, P. S., editor, *Mesoscale Meteorology and Forecasting*, pp. 331–358. Amer. Met. Soc.

Bibliografía

Wetzel, S. W. y Martin, J. E. (2001). An operational ingredients-based methodology for forecasting midlatitude winter season precipitation. *Weather forecasting*, 16, 156–167.

Part I

PRECIPITACIONES CONVECTIVAS DE NIEVE

INTRODUCCIÓN

2.1 Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de nieve

Las primeras investigaciones sobre los procesos meteorológicos que se desarrollan en episodios convectivos de nieve comenzaron debido a la falta de predicción e identificación de los mismos (Mook y Norquest, 1956; Goree y Younkin, 1966). Estudios como los de Goree y Younkin (1966) y Browne y Younkin (1970), focalizaron sus investigaciones en la predicción de las nevadas a partir del estudio de las masas de aire a niveles medios y bajos. Las primeras investigaciones importantes sobre casos de estudio se centraron en grandes tormentas de nieve desarrolladas en EEUU entre las décadas de 1980 y 1990. Algunos de los más importantes fueron los estudios del “*Megalopolitan Snowstorm*” ocurrido en Febrero de 1983 en la costa este de los EEUU (Sanders y Bosart, 1985a,b; Bosart y Sanders, 1986) o la “Supertormenta” de marzo de 1993 (Kocin *et al.*, 1995; Uccellini *et al.*, 1995; Huo *et al.*, 1995; Bosart *et al.*, 1996). Estos casos de estudio, junto con otros enfocados a nivel de la predicción operativa (Nicosia y Grumm, 1999; Banacos, 2003; Moore *et al.*, 2005), han ido mostrando a lo largo del tiempo la importancia que presentan los factores mesoescalares en la formación de las precipitaciones convectivas de nieve. A través de los modelos conceptuales desarrollados por estos autores y de algunos estudios climatológicos (Novak *et al.*, 2004; Esteban *et al.*, 2005; Notaro *et al.*, 2013), las estrategias de predicción de este tipo de episodios han mejorado de manera notable hasta el día de hoy.

2.1.1 Aspectos sinópticos

La mayor parte de los estudios que han intentado mostrar las características generales de las tormentas de nieve se han desarrollado en EEUU. En el ambiente sinóptico, muchos autores han buscado las características comunes de las precipitaciones convectivas de nieve estudiando especialmente en los niveles medios y altos de la atmósfera. Sin embargo, [Kocin y Uccellini \(1990\)](#) estudiaron las características sinópticas de las tormentas de nieve sucedidas desde 1955 hasta 1985 en la costa nordeste de los EEUU y concluyeron que la evolución de las características de la superficie y de la troposfera en condiciones antes y durante las tormentas de nieve no pueden generalizarse, por que en cada caso varían las características de las tormentas. Previamente, bastantes años atrás, [Palmén y Newton \(1969\)](#) sugirieron que las perturbaciones ciclónicas aparecen de tantas formas diferentes que es imposible dar una descripción uniforme para todas ellas. Con esto, destacaron que lo que deben conseguir los investigadores es establecer algunas características típicas o comunes que aparezcan para cada tipo de perturbación.

Uno de los primeros estudios que se realizaron sobre los patrones sinópticos asociados a tormentas de nieve fue en el este de EEUU y sur de Canadá por [Goree y Younkin \(1966\)](#). Estos autores comenzaron su estudio con el fin de mejorar las pobres previsiones de los modelos numéricos que estaban disponibles en el momento. Para ello, estudiaron los campos de 500 hPa y el espesor de las capas entre 1000 y 500 hPa con el objetivo de establecer los patrones generales de las precipitaciones intensas de nieve en aquella zona. Posteriormente, [Younkin \(1968\)](#) estudió 22 casos similares en oeste de EEUU y se centró especialmente en el seguimiento de los centros de vorticidad asociados con las bajas presiones en el nivel de 500 hPa. Este estudio le permitió dividir la ocurrencia de tormentas en dos patrones sinópticos diferentes. Ese mismo año, [Klein et al. \(1968\)](#) relacionaron los patrones de precipitación asociados con los niveles altos de la atmósfera en un área entre montañas del oeste de los EEUU, pero en este caso no se limitaron al nivel de 500 hPa, sino que también estudiaron los niveles de 850, 700 y 300 hPa. Este estudio destacó el hecho de que la disposición de todos los niveles de la troposfera puede tener un efecto en los fenómenos observados en la superficie como la precipitación de nieve. Por otra parte, [Browne y Younkin \(1970\)](#), destacaron la importancia de la presencia de bajas al nivel de 850 hPa, ya que es un nivel sinóptico en el que la relación entre la humedad y la temperatura condicionan

en gran medida la precipitación de nieve en superficie.

Casi 20 años después [Mote et al. \(1997\)](#) recogieron un análisis de los patrones sinópticos de las tormentas de nieve en el sureste de los EEUU. Estos autores desarrollaron mapas de las trayectorias de las tormentas y, creando composiciones de mapas sinópticos, establecieron los patrones sinópticos más característicos para este tipo de eventos hasta 12 horas previas a la ocurrencia de los mismos. Pocos años después, [McGinnis \(2000\)](#) introdujo la técnica del Análisis de Componentes Principales (PCA⁶) para la identificación de los patrones sinópticos de las tormentas de nieve en la cuenca del río Colorado. Para ello, utilizó la equivalencia de nieve-agua líquida y con ella comparó el comportamiento de estos patrones y de las trayectorias en diferentes regiones. A partir de estos trabajos, comenzó a tomar gran importancia el estudio de las trayectorias de las borrascas para la mejora de la predicción de tormentas de nieve.

A pesar de que la gran mayoría de estudios de patrones sinópticos asociados a este tipo de eventos meteorológicos se ha desarrollado en EEUU, existen estudios similares en otras regiones. [Plaut et al. \(2001\)](#) realizaron un estudio que correlacionaba los patrones sinópticos principales con precipitaciones intensas en los Alpes Europeos, utilizando las alturas de 700 hPa. Así mismo, [Spreitzhofer \(1999\)](#) realizó estudios similares, en este caso para la región austriaca. En la Península Ibérica podemos encontrar algunos buenos ejemplos recientes. [Esteban et al. \(2005\)](#) buscaron los principales patrones sinópticos que provocan avalanchas en los Pirineos, tras fuertes episodios de tormentas de nieve. Por último cabe destacar el trabajo de [Merino et al. \(2014\)](#), el cual, a partir de la técnica de PCA y un análisis cluster, determinó los patrones sinópticos característicos de las nevadas producidas en la región de Castilla y León en los últimos 50 años. Estos autores destacaron como principales variables de medida para estos episodios los valores de geopotencial y temperatura tanto al nivel de 500 hPa como a 850 hPa.

Tras esta breve reseña sobre los patrones sinópticos favorables en una tormenta de nieve, cabe destacar que, como decían [Kocin y Uccellini \(1990\)](#), se deben estudiar los patrones para cada tipo de episodio meteorológico y para cada región, pues estos son muy variables y no pueden ser generalizados.

⁶Destacar que el acrónimo ha permanecido como se escribe en su forma inglesa

2.1.2 Modelos conceptuales de las tormentas de nieve

El concepto de *air streams* o corrientes de aire fue introducido a principios del siglo XX por autores como Shaw y Lempfert (1906), Bjerknes (1919) o Bjerknes y Solberg (1922). Sin embargo, como destacó Schultz (2001), este modelo conceptual presenta muchas limitaciones en los niveles verticales más altos de la troposfera. A medida que se dispuso de mayor número de observaciones de estos niveles altos, estas corrientes de aire se pudieron describir más detalladamente (Palmén y Newton, 1969; Danielsen, 1964). El término de *conveyor belts* o cintas transportadoras fue introducido por Harrold (1973) y desarrollado por Browning (1985) y fue definido como franjas de aire relativamente estrechas (cientos de kilómetros de ancho y entre 1 y 2 km de profundidad) que fluyen a lo largo de superficies isentrópicas inclinadas (Moore et al., 2005). Los movimientos de estas cintas transportadoras se desarrollan con un flujo relativo al sistema y por ello representan trayectorias de aire a través del movimiento y evolución de un ciclón, con lo que la escala temporal de sus movimientos es de 24 a 36 h. Como consecuencia, a medida que estas corrientes de aire ascienden por las superficies isentrópicas producen nubes y estructuras de precipitación en las distintas etapas de evolución de un ciclón en latitudes medias. Dentro de un proceso de ciclogénesis en el marco de los ciclones extratropicales, podemos identificar 3 cintas transportadoras principales (Figura 2.1): cinta transportadora cálida (WCB⁷; Harrold (1973)), cinta transportadora fría (CCB⁷; Carlson (1980)) y cinta transportadora seca (DCB⁷; Danielsen (1964)), que nosotros llamaremos también intrusión seca.

La WCB (Harrold, 1973) es una cinta transportadora de aire cálido y húmedo que se caracteriza por tener valores altos de la temperatura potencial del bulbo húmedo (θ_w) y/o de la θ_e . Presenta entre 100 y 1000 km de ancho y unos pocos km de espesor y suele ascender gradualmente desde su origen (950-850 hPa), hacia el norte desde el sector cálido del ciclón hasta que finalmente asciende por encima del frente cálido. Según lo describe Harrold (1973), el WCB estaría orientado paralelo a la superficie del frente frío y acompañado por un chorro de viento a niveles bajos hasta que se sitúa con sentido anticiclónico al norte del frente cálido. En el sector cálido de los ciclones extratropicales, la precipitación convectiva es frecuente con el WCB mientras en el frente cálido se desarrolla precipitación estratiforme.

⁷Destacar que los acrónimos han permanecido como se escriben en su forma inglesa

Figura 2.1: Modelo estándar del modelo conceptual de cintas transportadoras asociadas con ciclogénesis. Imagen de: [COMET \(2002\)](#).

El CCB ([Carlson, 1980](#)) se origina al nordeste de los ciclones en el aire descendente asociado con el anticiclón anterior. Este aire se desplaza hacia el oeste por debajo de la cinta transportadora cálida. El CCB por lo general es estable y se eleva girando anticiclónicamente, fluyendo paralelo a las zonas altas del WCB. La evaporación de la precipitación que cae del WCB en altura, favorece la saturación y se pueden producir nieblas espesas, o nubes estratiformes en esta corriente de aire en la posición hacia el norte del frente cálido en superficie.

Finalmente encontramos el DCB ([Danielsen, 1964](#)) o intrusión seca. Cuando un sistema ciclónico se está desarrollando, normalmente encontramos una intrusión de aire seco hacia el ecuador del sistema de bajas presiones, entre el centro de la baja en superficie y el frente frío, el cual presenta altos valores de vorticidad potencial (PV^8). Esta intrusión seca se desarrolla por un descenso del nivel de la tropopausa, en la parte trasera del desarrollo del ciclón y alcanza los niveles medios de la troposfera. Este aire seco suele acabar elevándose por encima del CCB, situado paralelamente al WCB. La penetración de la tropopausa hasta niveles medios situándose sobre altos contenidos de humedad a niveles bajos, crea inestabilidad potencial que puede liberarse y causar nubes convectivas. Esta intrusión se identifica muy bien en las imágenes de satélite

⁸Destacar que los acrónimos han permanecido como se escriben en su forma inglesa

2.1. Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de nieve

de vapor de agua.

Figura 2.2: Modelo de onda abierta en la troposfera media con el modelo de débil sistema superficial, dentro de un modelo conceptual de cintas transportadoras asociadas con ciclogénesis. Imagen de: [COMET \(2002\)](#).

En los ciclones maduros bien desarrollados, parte del WCB comienza a rotar en sentido ciclónico y se incorpora a la propia circulación del ciclón, creando una lengua de aire cálido en altura, que a menudo es relativamente estrecha y está concentrada en una pequeña zona en particular (Figura 2.2). Esta región se le llama comúnmente TROWAL, que es la abreviación de la expresión inglesa *trough of warm air aloft*. [Crocker et al. \(1947\)](#) identificaron el TROWAL en ciclones ocluidos, sin embargo, [Penner \(1955\)](#) mostró que el TROWAL no está siempre asociado con sistemas ocluidos en superficie. Bastantes años más adelante, [Martin \(1999\)](#) reintrodujo el concepto de TROWAL y lo volvió a definir, esta vez en una perspectiva tridimensional, como la pendiente que existe en la intersección de la porción frontal fría superior de la parte cálida del frente ocluido con la zona del frente cálido. Este autor, identificó que el TROWAL es a menudo responsable de la producción de la precipitación al norte y oeste de la superficie ocluida del centro del ciclón y su posición se correlaciona mejor con la zona de formación de nubes y precipitación que el frente ocluido (Figura 2.3). Este TROWAL típicamente se identifica como una cresta con altos valores de θ_e en la media troposfera (alrededor de los 700 hPa) ([Moore et al., 2005](#)). Así, el ramal del WCB que forma el TROWAL, aporta humedad y movimientos ascensionales a escala sinóptica al noroeste de

los ciclones. Éste contribuirá a la deformación y la consiguiente frontogénesis en esa región del ciclón extratropical. El TROWAL ha sido frecuentemente relacionado con la ocurrencia de bandas de precipitaciones intensas de nieve a nivel de mesoescala (Martin, 1998; Market y Cissell, 2002; Moore *et al.*, 2005). Un esquema de la formación de estas bandas a partir del TROWAL se puede observar en la Figura 2.3. Las bandas de nieve son bandas de nubosidad estrechas (5-40 km), donde se registran nevadas intensas y se encuentran situadas normalmente dentro de grandes regiones donde se registran nevadas más moderadas. Moore *et al.* (2005) encontraron que el WCB es clave para aportar una capa profunda de humedad a lo largo del TROWAL. Esto, junto con otros procesos de mesoescala que se explicarán a continuación, consigue que el TROWAL sea una región favorable para los ascensos de aire y formación de inestabilidad propicias para la formación de estas bandas de nevadas intensas.

Figura 2.3: Esquema del modelo conceptual del TROWAL. La superficie azul representa el borde caliente de la zona baroclínica del frente frío. La superficie roja representa el borde caliente de la zona baroclínica del frente cálido. La línea que separa ambas superficies es el TROWAL y representa la intersección tridimensional entre los frentes cálido y frío característicos de las oclusiones cálidas. La banda de precipitación esquematizada está señalada en verde y amarillo. Imagen de Martin (1999).

2.1.3 Aspectos mesoescalares

Numerosos estudios han sido realizados con el objetivo de determinar los factores mesoescalares que afectan al desarrollo de las tormentas de nieve (Sanders, 1986; Martin, 1998; Nicosia y Grumm, 1999; Schultz y Schumacher, 1999; Jurewicz Sr. y Evans, 2004). Un gran número de procesos diferentes que favorecen la formación de las bandas de nieve fueron identificados por estos autores, incluyendo la formación de frontogénesis en presencia de débil estabilidad simétrica húmeda o inestabilidad potencial, la posición de la orografía o incluso forzamientos locales.

Las investigaciones realizadas por Novak *et al.* (2004) y Martin (1998) indicaron que las bandas de nieve que producen nevadas intensas ocurren generalmente en las regiones donde se superpone un proceso de frontogénesis y existe inestabilidad, generalmente posicionado al noroeste de los ciclones en superficie. Marwitz y Toth (1993) y Martin (1998) estudiaron los mecanismos producidos en unas determinadas tormentas de nieve acontecidas en EEUU y encontraron que la frontogénesis se desarrolló en la región del frente cálido. Sobre el frente cálido, el viento ageostrófico forzó el aire condicionalmente inestable y lo elevó, liberando esa inestabilidad. Ambos, el forzamiento frontogénico y el empuje convectivo, fueron los responsables de las bandas de nieve. Sin embargo, destacaron que el ascenso de aire cálido y húmedo dentro del TROWAL, también contribuyó a generar fuertes nevadas, encontrando la frontogénesis a lo largo de la porción del frente cálido dentro del frente ocluido. Así, se concluyó que este fue el mecanismo real por el que el aire se elevó a lo largo del TROWAL. Las bandas de precipitación se orientaban en paralelo al frente cálido, lo que sugirió que la liberación de CSI podría haber jugado un papel importante en la formación de la banda.

Hay que destacar que, en una atmósfera baroclínica, CSI y CI están presentes siempre que encontremos un ambiente con EPV negativa. Cuando esta EPV negativa se da en una región con frontogénesis, pueden desarrollarse fuertes velocidades verticales a pequeña escala (Emanuel, 1985). Si los movimientos verticales son fuertes, esto conduce a una fuerte convergencia en niveles bajos, intensificando la frontogénesis y el gradiente de temperatura. A su vez, que aumente este gradiente de temperatura se asocia con una mayor reducción de EPV. La continua disminución de EPV se traduce en el desarrollo de la CSI y de CI (en menor medida) en las regiones donde existe frontogénesis. Cuando

el aire que asciende alcanza la saturación, CSI y CI son liberados, aumentando así los movimientos verticales y el desarrollo de bandas de nieve a mesoescala. De este modo, los movimientos verticales dentro de la frontogénesis se ven potenciados, mejorando la convergencia a niveles bajos y encontrando, por tanto, una retroalimentación positiva entre todos los factores (ver esquema en Figura 2.4). En las Figuras 2.5 y 2.6 se pueden ver ambos esquemas de este proceso, el primero a nivel horizontal y el segundo a partir de un corte transversal del TROWAL.

Figura 2.4: Esquema que representa el mecanismo de retroalimentación positiva entre frontogénesis y la reducción de la EPV. Adaptación de: [Nicosia y Grumm \(1999\)](#).

[Nicosia y Grumm \(1999\)](#) hicieron uso de salidas de modelos numéricos y datos radar para estudiar estas bandas de mesoescala. Con este estudio, encontraron que el CCB situado encima de la intrusión seca y al norte de un ciclón a niveles bajos, daba como resultado una considerable reducción de los valores de EPV. Como las parcelas de aire ascendieron hacia el norte sobre el frente cálido, CSI y CI fueron liberados dando lugar a las bandas de precipitación a mesoescala. Como se destacó anteriormente, cuando el CI y el CSI están presentes a la vez, dominará la convección vertical (provocada por el CI), frente a la convección oblicua (del CSI), provocando intensas precipitaciones en banda.

Ya en estudios más recientes, [Novak et al. \(2009\)](#) pudieron demostrar mediante simulación numérica que el calor latente liberado por esa banda de

2.1. Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de nieve

Figura 2.5: Modelo conceptual que representa la región de frontogénesis y la zona de reducción de EPV en el contexto de los principales componentes de del desarrollo de un ciclón extratropical. Imagen de [Nicosia y Grumm \(1999\)](#).

Figura 2.6: Corte transversal de un TROWAL, representando los factores a mesoescala que permiten el desarrollo de precipitaciones de nieve en bandas. Imagen de: [COMET \(2002\)](#).

precipitación era tanto o más importante que el resto de factores, ya que es el principal factor de mantenimiento de la banda con el tiempo. Sin embargo,

cabe destacar que la evolución y mantenimiento de estas bandas sigue siendo un tema abierto en la ocurrencia de las tormentas de nieve.

2.1.4 Estudios previos de tormentas de nieve en la Península Ibérica

Como se ha destacado anteriormente, la mayor parte de estudios de convección invernal han sido desarrollados en regiones donde son más frecuentes, como son EEUU, Reino Unido o Canadá. Sin embargo, en los últimos años, a raíz de la ocurrencia de casos similares en la Península Ibérica y la escasa predicción especializada de estos eventos, este tipo de episodios han sido de interés para algunos investigadores, como son [Pascual *et al.* \(2003\)](#), [Aran *et al.* \(2010\)](#) o [Bech *et al.* \(2013\)](#).

Gran parte de estos estudios se ha centrado en definir los patrones sinópticos más importantes para la ocurrencia de nevadas en una determinada región. Así, [Esteban *et al.* \(2005\)](#) fueron de los primeros autores en desarrollar estudios sinópticos de nevadas intensas en la Península Ibérica, en concreto en la región montañosa de Pirineos, con el objetivo de prevenir la ocurrencia de avalanchas posteriores a las mismas. Así, mediante el análisis de los campos de presión a nivel del mar, altura geopotencial a 500 hPa y espesor entre 1000 y 500 hPa, encontró 7 circulaciones o patrones diferentes que favorecerían la ocurrencia de tormentas de nieve. Este autor utilizó la técnica del PCA junto con un análisis cluster. Más recientemente, otros autores como [Merino *et al.* \(2014\)](#), utilizaron esta misma técnica para evaluar las características sinópticas de las nevadas en Castilla y León durante 50 años. En este caso, los campos de estudio utilizados fueron la altura geopotencial y la temperatura de los niveles de 850 y 500 hPa.

Por otra parte, [López-Moreno *et al.* \(2011\)](#) realizaron simulaciones mediante el modelo HIRLAM de diferentes episodios de nevadas intensas en Pirineos acontecidas entre 1960 y 1990 con el objetivo de comparar su intensidad y evolución futura a partir de dos escenarios diferentes de cambio climático. Con este estudio concluyó que posiblemente el número de días con nevadas intensas disminuya a lo largo de los años, pero sin embargo, probablemente estas tormentas de nieve se concentren en un número de días seguidos y con mayor intensidad que hasta ahora.

El posible aumento de intensidad de estas tormentas de nieve, así como

2.1. Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de nieve

sus consecuencias en el ámbito socioeconómico y medio natural, hace necesaria la investigación más profunda del comportamiento de estas nevadas en cada región, determinando qué factores mesoescalares les favorecen. Para ello, es indispensable disponer de un gran número de casos de estudio que nos permitan generalizar, en cierta manera, este comportamiento en una región determinada (Schultz, 2010). La mayor parte de estos casos de estudio se han realizado en la región de Cataluña y Pirineos. Uno de los primeros estudios de casos de tormenta de nieve en Cataluña lo realizaron Pascual *et al.* (2003), evaluando los factores que produjeron la tormenta de nieve del 14 de diciembre del 2001, especialmente mediante datos radar. Uno de los casos de convección invernal más estudiado en Cataluña ha sido el del 8 de marzo de 2010. Los primeros autores que estudiaron este episodio fueron Aran *et al.* (2010) mediante modelos numéricos. Posteriormente, Bech *et al.* (2013) ampliaron este estudio a partir de datos de sensores remotos tales como radar, detector de rayos o imágenes de satélite. Ambos autores destacaron la importancia de un rápido desarrollo de ciclogénesis sobre el Mediterráneo, el cual aportó la humedad necesaria para producir nevadas intensas en zonas a nivel del mar donde no son frecuentes. Finalmente, Llasat *et al.* (2014) evaluaron las características económicas y daños del episodio, que no fue bien pronosticado, por lo que los daños socioeconómicos fueron de gran importancia para esa región.

Con esto, se podría decir que todos los estudios de nevadas en la Península Ibérica hasta ahora se han concentrado en el norte Peninsular, especialmente en Cataluña. Sin embargo, existen otras regiones en las que estas nevadas no son frecuentes, pero que cuando ocurren, los impactos y riesgos son importantes. Cabe destacar, por ejemplo, el caso de la provincia de Madrid, donde la actividad económica e infraestructuras son de las más importantes del país, incluyendo el aeropuerto internacional más importante de la Península Ibérica. Por este motivo, el objetivo de los capítulos 3 y 4 de esta Memoria será analizar los mecanismos de formación y evolución de una de las tormentas de nieve más importantes de la última década en este área, para poder contribuir en la mejora de la predicción de este tipo de episodios en esta región.

2.2 Área de estudio

La zona donde se realizaron las campañas experimentales entre los años 2010-2012 en el marco del proyecto TecoAgua para el estudio de precipitaciones invernales, se localiza en la región del Sistema Central (Figura 2.7). El Sistema Central es una región montañosa situada en el centro de la Península Ibérica con dirección SW-NE, y presenta una longitud algo mayor a los 600 km. Este sistema montañoso separa las Comunidades Autónomas de Castilla León (vertiente norte) con Extremadura, Comunidad de Madrid y Castilla la Mancha (vertiente sur). El Sistema Central, además, se divide en varias Sierras, una de las cuales corresponde a la Sierra de Guadarrama, donde se desarrolló la campaña experimental. Esta Sierra es la parte del Sistema Central más cercana a Madrid y está dividida por las provincias de Segovia, Ávila y Madrid, siendo el pico más alto el Pico de Peñalara (2430 m de altura) situado en esta última provincia.

Figura 2.7: Área de estudio en la Sierra de Guadarrama.

La instrumentación, ubicada en lo que se denominó Centro Experimental de la Fase Atmosférica (CEFA, Posada (2012)), se instaló en terrenos del Canal

de Isabel II (CYII). El CEFA se localizó junto al embalse de Pinilla (coordenadas: $40^{\circ}44'55''\text{N}$, $3^{\circ}46'34''\text{E}$), situado a 1090 m de altitud. Este embalse está ubicado en el Valle del Lozoya, rodeado de montañas con alturas entre 1700 y 2000 m. La capacidad de almacenamiento de agua del embalse es de 38 hm^3 y su área total es de 480 ha. Este embalse se utiliza para abastecer de agua a los pueblos cercanos y para la producción de energía hidroeléctrica (Posada, 2012).

Como se destacó al inicio de este trabajo, para que se puedan producir nevadas intensas, se necesita que la temperatura permanezca próxima a 0°C y al mismo tiempo haya nubosidad que origine precipitaciones intensas. Estas condiciones no son frecuentes en este área ya que, por un lado, las temperaturas bajas se alcanzan gracias a entradas de aire frío y seco, sin apenas nubosidad debido a su origen en zona continental o, aún siendo de origen marítimo, debido a la retención de las nubes y la humedad en la cordillera Cantábrica y Sistema Central. Por otro lado, las nubes capaces de originar precipitaciones llegan con advecciones de aire templado y húmedo de origen marítimo, con una temperatura tal que difícilmente se sitúa la cota de nieve por debajo de 1500 m.

Sin embargo, hay ciertas situaciones sinópticas poco frecuentes que permiten que se produzcan situaciones de precipitaciones intensas de nieve. Estas situaciones consisten en que una masa de aire cálido y húmedo asciende por encima de otra de aire frío situada en las capas bajas, la cual puede estar asentada previamente en la zona o bien que entran al mismo tiempo sobre esta región. Este ascenso del aire cálido sobre el frío se debe a que el primero de ellos tiene menor densidad que el segundo, de manera que, al no poder mezclarse ambas masas de aire por ser de distinta densidad, el aire cálido se ve obligado a ascender por la rampa formada por la cuña de aire frío y con ello se originan extensas masas de nubosidad. Un caso de estudio con estas características será objeto de estudio en los capítulos 3 y 4.

2.3 Predicción de episodios de nevadas asociadas a convección

La predicción de los episodios de tormentas de nieve por los modelos numéricos actuales, continúa siendo un reto. En concreto, los modelos numéricos

actuales, aún continúan teniendo numerosos problemas para determinar el tiempo, la cantidad y la fase de la precipitación. Si por ejemplo, tenemos pequeños errores en los perfiles de temperatura del modelo, podemos predecir un evento de lluvia en vez de un episodio de nevadas intensas con las consecuencias socioeconómicas que estas generan. Estos errores e incertidumbres se pueden encontrar en las simulaciones numéricas desde escala sinóptica, lo que nos lleva a interpretar mal desde un inicio los sistemas meteorológicos que causan el evento de la tormenta de nieve. A nivel mesoescalar, las incertidumbres en la predicción de las estructuras frontales pueden causar errores significativos en los perfiles verticales de temperatura y humedad. En la microescala, el tratamiento de los procesos microfísicos de la nieve (en concreto con los procesos de formación, sublimación y fusión), pueden llevar a predicciones erróneas del tipo y cantidad de precipitación. Por lo tanto, parece evidente que una predicción exacta de una tormenta de nieve en las latitudes medias solo es posible si el sistema de predicción capta los procesos esenciales y sus interacciones en todas las escalas espaciales (Frick, 2012).

Con la evolución hacia modelos de resolución más alta, se han introducido modelos numéricos no hidrostáticos. Los modelos no hidrostáticos resuelven la ecuación de movimiento vertical completa para dar una solución directa de estos movimientos verticales. Aunque este cálculo aumenta la cantidad de tiempo necesaria para ejecutar el modelo, esto es necesario para obtener un resultado correcto cuando la magnitud de las aceleraciones verticales es grande en comparación con las aceleraciones horizontales, como ocurre en las células convectivas.

En comparación con otros términos, los términos no hidrostáticos cambian proporcionalmente con la aceleración vertical dividida por la gravedad:

$$\frac{1}{g} \frac{dw}{dt} \quad (2.1)$$

donde w es el movimiento vertical y g es la aceleración de la gravedad. Esta es una cantidad pequeña, incluso en las corrientes ascendentes de una tormenta violenta, pero el efecto general tiene repercusiones más grandes. La aproximación hidrostática sólo funciona bien con fenómenos cuya longitud horizontal (L) es mayor que su profundidad vertical (P):

$$L \gg P \quad (2.2)$$

Los modelos que se ejecutan con una distancia de pocos km o menos entre puntos de malla tienen que ser no hidrostáticos. Típicamente, estos modelos de alta resolución pronostican estructuras de mesoescala detalladas y los impactos de pronóstico asociados para las áreas circundantes.

En la actualidad, la mayoría de los modelos no hidrostáticos resuelven las ecuaciones mediante métodos matemáticos en puntos de malla. Por lo general, se aplican a problemas de pronóstico que requieren una resolución horizontal muy alta (entre decenas de metros y unos pocos kilómetros) y abarcan dominios relativamente pequeños.

Los modelos no hidrostáticos pueden pronosticar de forma explícita el empuje hidrostático en la atmósfera y sus efectos detallados en la evolución de la convección profunda. Para lograrlo, estos modelos deben incluir una ecuación de pronóstico adicional que considera las aceleraciones y los movimientos verticales directamente, en lugar de limitarse a diagnosticar el movimiento vertical a partir de la divergencia horizontal.

Está claro que los modelos no hidrostáticos serán los mejores a la hora de utilizarlo en predicción numérica de las tormentas de nieve, ya que podrán identificar de forma más precisa en el tiempo y en el espacio los movimientos verticales y los procesos microfísicos específicos generados dentro de las nubes convectivas invernales.

2.3.1 Modelo mesoescalar WRF

El GFA dispone de predicciones operativas diarias del modelo mesoescalar WRF (Skamarock *et al.*, 2005). Una de las ventajas del WRF es que se trata de un modelo no hidrostático y presenta la capacidad de anidar varios dominios, consiguiendo aumentar la resolución horizontal de manera notable respecto a los modelos globales. Las principales características del modelo WRF serían:

- Como se ha dicho anteriormente, este modelo posee la capacidad de realizar un anidamiento múltiple con interacción en dos direcciones posibles: en dos direcciones (*two-way*) o en una dirección (*one-way*) entre los dominios, lo que nos permite aumentar en gran medida la resolución horizontal y vertical del área de estudio.
- Se adapta muy fácilmente a múltiples plataformas informáticas de manera que se puede ejecutar de forma multitarea con computadoras de

memoria compartida o distribuida.

- Realiza una inicialización del modelo de forma automática, tomando como datos de inicialización diferentes fuentes de datos atmosféricos y observaciones, tales como radiosondeos, estaciones meteorológicas, etc. También permite realizar lo que se conoce como asimilación de datos en 4 dimensiones.
- Incorpora uno de los esquemas más realistas y mejorados de forma continua de parametrizaciones relacionadas con la radiación atmosférica, microfísica de nubes y precipitación, convección por cúmulos, turbulencia y flujos de energía y momento sobre la superficie terrestre.
- Es un código libre, totalmente documentado y soportado por el *National Center for Atmospheric Research* (NCAR).
- Una de las características más significativas es la discretización vertical del área empleando coordenadas sigma:

$$\sigma = \frac{p - p_{ht}}{p_{hs} - p_{ht}} \quad (2.3)$$

p_h sería el componente hidrostático de la presión y en este caso, p_{hs} y p_{ht} se refieren a valores a lo largo de la superficie y el nivel más alto respectivamente. La definición de la coordenada σ en la ecuación 2.3, fue propuesta por [Laprise \(1992\)](#) y es utilizada por casi todos los modelos hidrostáticos. σ varía entre valores de 1 en la superficie a 0 en lo más alto del límite del dominio del modelo (ver Figura 2.8).

El modelo mesoescalar WRF, por tanto, se adecúa a las necesidades de predicción numérica de las tormentas de nieve, especialmente por su capacidad de identificar los movimientos verticales de manera explícita, así como por la facilidad de definir diferentes parametrizaciones tanto microfísicas como de convección propias de este tipo de episodios invernales.

Figura 2.8: Coordenadas σ del modelo WRF. Imagen de: NCAR.

2.4 Identificación de nevadas convectivas mediante sensores remotos

Los últimos 20 años ha sido clave la investigación de los sensores pasivos de microondas para la estimación de la precipitación. Especialmente fueron estudiados los sensores situados en el espacio, desarrollándose numerosos algoritmos que relacionan las emisiones de microondas de las partículas atmosféricas con la intensidad y cantidad de precipitación (Levizzani *et al.*, 2007; Kidd *et al.*, 2009; Michaelides *et al.*, 2009), especialmente de lluvia. Estos algoritmos presentan dos posibles enfoques: la dispersión y la absorción de la radiación por parte de los hidrometeoros presentes en la atmósfera. Los algoritmos de dispersión aprovechan las propiedades de dispersión de los hidrometeoros

dentro de los canales de la ventana atmosférica en que se encuentre el campo de visión del satélite. Los métodos basados en absorción se utilizan para obtener parámetros de la precipitación a partir de la emisión de radiación de los hidrometeoros dentro de una ventana atmosférica determinada (Levizzani *et al.*, 2011).

A continuación se hará un resumen de los dos tipos de sensores remotos utilizados para la investigación de las tormentas de nieve en este trabajo: un radiómetro de microondas multicanal y el satélite MSG. Ambos sensores son sensores pasivos, que reciben las emisiones en diferentes longitudes de ondas de componentes atmosféricos como el oxígeno, vapor de agua o contenido de agua líquida. El primero de ellos está situado en un punto fijo de la superficie terrestre, mientras que el otro se trata de un satélite geoestacionario.

2.4.1 Radiómetro de microondas (MMWR)

Históricamente, los radiosondeos han sido las principales observaciones atmosféricas a diferentes niveles de altura. Normalmente son lanzados entre 1 y 4 veces al día (generalmente 2 veces: a las 00 UTC y a las 12 UTC) y son capaces de medir los perfiles de presión, temperatura, humedad y vector de viento horizontal desde la superficie hasta los 20 ó 30 km de altura, con resoluciones verticales de hasta 10 m. Sin embargo, el mantenimiento de estas redes de radiosondeos implica grandes costes, tanto en mano de obra para ponerlo en marcha como en el control de la calidad de los datos. Con todo esto, se tiene el problema de que la densidad de datos es muy baja en zonas despobladas o en países subdesarrollados.

El MMWR es un sistema de teledetección pasiva mediante el cual se pueden obtener perfiles vertical de forma continuada y, aunque en su inicio la inversión es mayor que con los radiosondeos, su uso tiene un bajo coste de operatividad. El radiómetro es capaz de medir la intensidad emitida por algunas partículas de la atmósfera como son el oxígeno, el vapor de agua o el agua líquida, en forma de temperaturas de brillo, convirtiéndolas en otras variables atmosféricas más representativas. Estas variables pueden ser temperatura, contenido de vapor de agua (WVC^9), contenido de agua líquida (LWC^9), cantidades integradas de vapor de agua (IWV^9), y de agua líquida (LWP^9). El GFA trabaja con el modelo *Microwave Profiles 3000A* ($MP - 3000A$), de

⁹Destacar que los acrónimos han permanecido como se escriben en su forma inglesa.

Figura 2.9: Modelo de absorción de Rosenkranz (1998) para condiciones típicas en superficie ($T=288.15$ K, $p=1013.25$ hPa, $RH=100\%$ y $L=0.2$ g m^{-3}). Aparecen también indicadas las frecuencias que operan en las diferentes bandas (con sus canales) en radiómetro *MP-3000A*. Adaptado por Radiometrics (2008).

la marca *Radiometric Corporation*. Este instrumento consta de 35 canales de microondas distribuidos en dos bandas diferentes de frecuencias. Una de las bandas presenta 21 canales y se encuentra comprendida entre los 22 y 30 GHz. La otra banda contiene 14 canales y se encuentran comprendidos entre los 51 y 59 GHz (Figura 2.9).

a) Radiometría de microondas

Las capacidades de absorción de las diferentes moléculas atmosféricas pueden utilizarse para recuperar perfiles de su concentración y temperatura. Las rotaciones que producen las moléculas de gases generan líneas espectrales en las frecuencias de microondas (especialmente en el caso del oxígeno y vapor de agua). El oxígeno, por ejemplo, puede proporcionar el perfil de temperatura atmosférica a partir de estos movimientos, y en el caso del vapor de agua, éste puede proporcionarnos fácilmente el perfil de humedad. El intervalo de microondas se encuentra entre las frecuencias 1 y 300 GHz, con longitudes de onda entre 1 mm y casi 1 m y se utili-

zan debido a sus propiedades diferentes al rango óptico, ya que no se ven afectadas por la atenuación atmosférica y por lo tanto, pueden penetrar a través de las nubes y la niebla siempre que no se produzcan episodios intensos de precipitaciones (Blevis, 1966; Jacobson y Nunnelee, 1997).

Las principales fuentes de absorción y emisión de microondas en la atmósfera son el oxígeno, el vapor de agua y el agua líquida de la nube. El espectro del oxígeno se encuentra entre los 51.5 y 67.9 GHz. Dentro de esta gama de espectros, las que más se alejan del centro (el centro estaría alrededor de los 59 GHz), son las que experimentarían menor absorción, lo que permitiría detectar emisiones atmosféricas procedentes de alturas de hasta 10 km (Troitsky *et al.*, 1993). Mediante las diferencias de absorción de las diferentes frecuencias, el MMWR es capaz de reconstruir los perfiles verticales de temperatura.

En el caso del vapor de agua, éste presenta dos líneas diferentes de absorción: a 22.235 GHz y a 183 GHz. El MMWR *MP – 3000A* trabaja con la primera de las frecuencias. Para obtener los perfiles de humedad a partir de esta frecuencia se utiliza la siguiente teoría: la atmósfera es ópticamente delgada en el entorno de la frecuencia de 22.235 GHz, incluso en el centro de máxima absorción. Sin embargo, los canales más alejados de esta frecuencia experimentan una menor absorción y por ello, son menos sensibles al contenido de vapor de agua cerca de la superficie (Hewison, 2006; Posada, 2012). La intensidad de emisión de la atmósfera a estas frecuencias depende también de la temperatura, por lo que el perfil de humedad sólo se puede reconstruir una vez conocido el perfil de temperatura.

En cuanto al agua líquida, su emisión domina la señal en la región de ventana de 30-50 GHz. Estos canales son sensibles al LWP, sin embargo apenas aportan información sobre la distribución vertical de la misma. Existen algunos métodos más sofisticados para obtener mayor precisión, como por ejemplo añadir canales de microondas adicionales (Crewell y Löhnert, 2003) o integrarlo con las observaciones de otros instrumentos (Löhnert *et al.*, 2004).

b) Modelo de transferencia radiativa

El radiómetro *MP – 3000A* hace uso de un sistema de algoritmos y sistema de calibración que convierten las temperaturas de brillo (T_b) a una variable física. Estas T_b pueden ser transformadas a variables termodinámicas.

micas a través de estos algoritmos, los cuales han sido entrenados mediante redes neuronales artificiales. Para ello, utilizan una técnica llamada de “reconstrucción” a partir de estas redes neuronales y unas ecuaciones que transformarán las T_b en los perfiles verticales que mejor se adecúen a las condiciones atmosféricas del momento. Estas redes neuronales han sido entrenadas aportando información climatológica del lugar a partir de datos de radiosondeos principalmente. La utilización de estos recursos hasta poder obtener los perfiles de temperatura, humedad y el contenido de LWP, se conoce como “método hacia adelante” y se realiza a partir de lo que se conoce como Modelo de Transferencia Radiativa (MRT, [Chandrasekhar \(1960\)](#)). Este MRT depende de las variables atmosféricas de entrada, de la frecuencia del radiómetro, el ángulo cenit, y las condiciones iniciales dadas por la temperatura efectiva de la radiación de cuerpo negro (T_{cmb}).

El MMWR también es capaz de medir la humedad relativa, la temperatura y la presión a nivel de superficie y estos datos serán también añadidos al MRT para el cálculo de las variables termodinámicas. Adicionalmente, el $MP - 3000A$ del GFA tiene un sensor infrarrojo que indica la presencia de nubes y mide la temperatura de su base en el caso de que haya.

c) Regresión estadística empírica

Aunque la recuperación de los perfiles de temperatura y humedad no es lineal, estos pueden ser implementados también como una regresión estadística empírica entre conjuntos de observaciones y perfiles. Esta técnica fue mostrada por [Güldner y Spänkuch \(2001\)](#) a partir de un conjunto de datos de 18 meses de observaciones con un radiómetro $TP/WVP - 3000$ de Radiometrics y radiosondeos lanzados en las cercanías. Mientras que la aplicación de este método se limita a aquellos sitios donde se ubican radiosondeos disponibles con series durante largo tiempo, tiene ciertas ventajas como evitar cualquier sesgo que produjeran los métodos de calibración u otros métodos indirectos. Los coeficientes obtenidos para cada región no pueden ser aplicados fácilmente a otros sitios, ya que la información previa obtenida mediante datos climáticos no sería representativa del clima de otros lugares ([Cimini et al., 2006](#)).

d) Red neuronal

Una regresión estadística no lineal también puede ser implementada como una red neuronal artificial. [Solheim et al. \(1996\)](#) desarrollaron este

método para recuperar los perfiles de temperatura, humedad y contenido de agua líquida a partir de observaciones del radiómetro de microondas *TP/PVA – 3000* de Radiometrics. Esto se basa en un conjunto de datos de entrenamiento de miles de perfiles de radiosondeos que abarcan unos 10 años (con nube artificial añadida), los cuales fueron los datos de entrada para un modelo directo para dar observaciones sintéticas. Al no estar basadas en una regresión estadística lineal, las redes neuronales son propensas a dar grandes errores si se aplican fuera del alcance de su conjunto de datos de entrenamiento.

e) Componentes del radiómetro

Los componentes principales del MMWR consisten en un radomen, un espejo plano de escaneo, una antena gaussiana y dos receptores de microondas (uno para la banda K y otro para la banda V). La antena se encarga de transmitir la señal recibida por los gases atmosféricos a dos receptores independientes: el receptor de temperatura (banda V) y el receptor de vapor de agua (banda K). Además, como se explicó previamente, el MMWR incluye sensores en superficie de presión, temperatura y humedad, además de un sensor de precipitación, un radiómetro de infrarrojos y un receptor GPS para identificar la posición.

A rasgos generales, la relación entre los diferentes componentes funciona de la siguiente manera: la radiación emitida por la atmósfera atraviesa el radomen y es reflejada por el espejo que la envía hacia la antena. Este radomen tiene superficie hidrófoba, además de llevar un ventilador incorporado, con el objetivo de evitar la acumulación de agua líquida sobre su superficie. Posteriormente, en la antena existe una rejilla polarizada que separa la energía de microondas en dos vías diferentes, de modo que las ondas polarizadas verticalmente pasan hacia el receptor de la banda K y las polarizadas horizontalmente pasan a la banda V. El receptor de la banda K consta de 21 canales, mientras que el de la banda V consta de 14 canales. El módulo de infrarrojo lo que hace es amplificar, filtrar y detectar la señal que posteriormente será digitalizada por un “procesador de banda” que está incorporado en el instrumento. En la Figura 2.10 se muestran estos elementos principales que componen el radiómetro.

El MMWR *MP – 3000* también presenta ciertas limitaciones que afectan a sus medidas, como son la existencia de transmisores de radio que emitan en frecuencias próximas a las del MMWR, la radiación solar, los datos

2.4. Identificación de nevadas convectivas mediante sensores remotos

Figura 2.10: Principales elementos que componen el radiómetro *MP – 3000A*. Cortesía de Radiometrics.

con que se entrenó el radiómetro o la acumulación de agua líquida en el radomen.

Para ello se tomaron ciertas medidas preventivas para evitar los errores provocados por estas limitaciones [Posada \(2012\)](#):

- Se instaló alejado de cualquier fuente emisora de ondas que causara interferencias.
- Tal como recomienda el fabricante, se evitó hacer observaciones en la dirección de $\pm 15^\circ$ respecto a la posición del sol. Esto es debido a que el sol, como cuerpo negro, emite ondas en todas las frecuencias y por ello, también está dentro del rango de medida del radiómetro. Estas medidas fueron tomadas en invierno y en ángulo cénit.
- Los datos utilizados para el entrenamiento del radiómetro constan de 10 años de series de radiosondeos en la estación de Madrid, Denver (EEUU) y La Coruña.

- Además del sistema de ventilador y superficie hidrófoba, para evitar la acumulación del agua sobre el radiómetro, un observador comprobaba varias veces al día que no se hubiera acumulado nada, además de instalar una cámara frente al radiómetro con el objetivo de poder monitorizar cualquier problema que surgiera.
- Una última fuente de error podría ser una incorrecta calibración. En este caso existe una calibración diaria mediante el método TIP que solamente es aplicable a los canales de la banda K. Esta calibración es conocida como “calibración del ruido de los diodos”. Por otra parte, antes de cada campaña experimental, el GFA realiza una calibración completa de todos los canales mediante la utilización de N₂ líquido.

2.4.2 Satélite meteorológico

Las imágenes de satélites geostacionarios son muy valiosas para los meteorólogos, ya que proporcionan información en tiempo real y de forma continuada de la atmósfera para todo un área. Johnston (1995) hizo una revisión de varios artículos sobre la utilización de imágenes satelitales de infrarrojos en la predicción de nevadas, y diseñó su propia técnica. Sintetizando esos artículos, destacó que las imágenes de satélite son principalmente una herramienta de apoyo durante un evento de precipitaciones fuertes de nieve y no así tanto de predicción, ya que los modelos de predicción actuales ya presentan un buen control sobre la dinámica de la convección. Sin embargo, en algunos episodios de convección invernal más débiles, ciertas características precursoras observadas en las imágenes de satélite pueden ser útiles en la predicción de las nevadas.

Las intrusiones secas descritas anteriormente en los modelos conceptuales de nevadas intensas en el apartado 2.1.2, pueden ayudar al desarrollo de una rápida ciclogénesis, áreas con inestabilidad potencial (PI) o incluso desarrollo de convección. La observación de imágenes de satélite en el canal de vapor de agua (WV) en 6.2 μm es la manera más rápida para localizar una intrusión seca mediante técnicas de observación. Esto es debido a que las imágenes de vapor de agua son muy útiles para diferenciar las superficies isentrópicas y distinguir entre las diferentes cintas transportadoras de los modelos conceptuales. Sin embargo, estas intrusiones secas no son fácilmente detectables en las imágenes de los canales infrarrojo o visible. En las imágenes de WV es-

tas intrusiones se detectan como áreas oscuras que indican zonas libres de nubosidad (Figura 2.11).

Figura 2.11: Imagen de satélite GOES 8 en el canal de vapor de agua en un ciclón maduro. En ella están localizados los frentes y los 3 tipos de cintas transportadoras: WCB, CCB e intrusión seca. Imagen de: [COMET \(2005\)](#).

Como destaca [Browning \(1997\)](#), la identificación de las intrusiones secas a partir de las imágenes de satélite en el canal de WV son útiles en la predicción de dos formas: la primera, ayuda a los predictores a entender lo que está sucediendo a nivel de mesoescala y a su vez anticipa lo que podría ocurrir durante el periodo de *nowcasting*. Esto presenta gran importancia en situaciones de desarrollo rápido de ciclogénesis que puedan producir actividad convectiva con nevadas de manera local ([Young et al., 1987](#)). Por otra parte, estas imágenes pueden ser utilizadas para validar las predicciones de los modelos numéricos después de un episodio de nevadas convectivas. Esta relación posterior entre modelo y satélite puede ser de gran importancia para la mejora de los modelos numéricos debido a la relación existente entre la posición de las intrusiones secas en las imágenes de WV y PV alta identificada en los modelos.

Para la identificación de las intrusiones secas que acompañan a la tormenta de nieve estudiada en los siguientes capítulos, se ha hecho uso del satélite Meteosat-9, también conocido como MSG-2. El Meteosat es un satélite geoestacionario que se puso por primera vez en órbita en noviembre de 1977. La familia Meteosat cuenta con nueve satélites desde su primer lanzamiento. El primero de la familia MSG (MET-8 MSG-1) dio servicio desde el año

2003 hasta 2008 y en la actualidad existe uno nuevo en órbita denominado Meteosat-10 (MET-10 MSG-3). Estos satélites constituyen una nueva generación cuyas características técnicas mejoran de manera sustancial al Meteosat Primera Generación. El satélite MSG operacional se encuentra posicionado en órbita geoestacionaria, sobre el ecuador y longitud 0° . Desde esta posición, ofrece imágenes de toda Europa, oriente medio, el continente africano, la mayor parte del Océano Atlántico y algunas posiciones más orientales de América del Sur.

El sensor SEVIRI (*Spinning Enhanced Visible and IR Image*) a bordo del satélite MSG presenta 12 canales espectrales con resolución temporal de 15 minutos y calidad de los datos de 10 bits. El canal de alta resolución o HRV (*High Resolution Visible*) ofrece un tamaño de píxel de 1 km en el punto del subsatélite, siendo de 3 km en el resto de canales. La banda de absorción para los canales de vapor de agua está alrededor de las 6-7 μm . Los canales 5 y 6 del MSG-2 (6.2 μm y 7.3 μm respectivamente) caen dentro de este rango. La radiación en estos canales representa la temperatura y la cantidad de vapor de agua en la troposfera media y alta. El canal 5 está cerca del centro de la banda de absorción de vapor de agua, y por ello, el vapor de agua se absorbe más fácilmente que en canal 6 y el satélite recibe radiación solamente de las capas altas, encontrando su sensibilidad máxima alrededor de los 350 hPa. Para el presente trabajo, este ha sido el canal utilizado para la identificación de la intrusión seca en el estudio de una tormenta de nieve.

Bibliografía

- Aran, M., Rigo, T., Bech, J., Brucet, C., y Vilaclara, E. (2010). Analysis of the hazardous low-altitude snowfall, 8th March 2010, in Catalonia. En *12th Plinius Conference on Mediterranean Storms, held September 1-4, 2010 in Corfu Island, Greece.*, volumen 1, p. 77.
- Banacos, P. C. (2003). Short-range prediction of banded precipitation associated with deformation and frontogenesis forcing. Preprints. En *Tenth Conf on Mesoscale Processes*, Portland, OR, CDROM, P1.7. Amer. Meteor. Soc.
- Bech, J., Pineda, N., Rigo, T., y Aran, M. (2013). Remote sensing analysis of a Mediterranean thundersnow and low-altitude heavy snowfall event. *Atmos. Res.*, 123, 305–322.
- Bjerknes, J. (1919). On the structure of moving cyclones. *Mon. Weather Rev.*, 47, 95–99.
- Bjerknes, J. y Solberg, H. S. (1922). Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation. *Geofys. Publ.*, 3, 1–18.
- Blevins, B. (1966). Losses due to rain on radomes and antenna reflecting surfaces. *IEEE Trans. Antennas Propagat.*, 14, 175–176.
- Bosart, L. F., Hakim, G. J., Tyle, K. R., Bedrick, M. A., Bracken, W. E., Dickinson, M. J., y Schultz, D. M. (1996). Large-scale antecedent conditions associated with the 12-14 March 1993 cyclone ("Superstorm '93") over eastern North America. *Mon. Weather Rev.*, 124, 1865–1891.
- Bosart, L. F. y Sanders, F. (1986). Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part III: A large-amplitude gravity wave. *J. Atmos. Sci.*, 43, 924–939.
- Browne, R. F. y Younkin, R. J. (1970). Some relationships between 850-millibar lows and heavy snow occurrences over the central and eastern United States. *Mon. Weather Rev.*, 98, 399–401.

- Browning, K. A. (1985). Conceptual models of precipitation systems. *Meteor. Mag.*, 114, 293–319.
- Browning, K. A. (1997). The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. *Meteorol. Appl.*, 4, 317–324.
- Carlson, T. N. (1980). Airflow through midlatitude cyclones and the comma cloud pattern. *Mon. Weather Rev.*, 108, 1498–1509.
- Chandrasekhar, S. (1960). *Radiative Transfer*. Dover Publications, Toronto. 393 pp.
- Cimini, D., Hewison, T. J., Martin, L., Güldner, J., Gaffard, C., y Marzano, F. S. (2006). Temperature and humidity profile retrievals from ground-based microwave radiometers during TUC. *Meteor. Z.*, 15, 45–56.
- COMET (2002). Heavy Banded Snow by James T. Moore. [Available online at <http://meted.ucar.edu/norlat/bandedsnow>].
- COMET (2005). Mesoscale Banded Precipitation. [[https://www. meted.ucar.edu/mesoprim/bandedprecip](https://www.meted.ucar.edu/mesoprim/bandedprecip)].
- Crewell, S. y Löhnert, U. (2003). Accuracy of cloud liquid water path from ground-based microwave radiometry 2. Sensor accuracy and synergy. *Radio Sci.*, 38(3).
- Crocker, A. M., Godson, W. L., y Penner, C. M. (1947). Frontal contour charts. *J. Meteor.*, 4, 95–99.
- Danielsen, E. F. (1964). Project Springfield Report: Defense Atomic Support Agency. Technical Report DASA 1517, [NTIS AD-607980.], Washington D.C. 97 pp.
- Emanuel, K. A. (1985). Frontal circulations in the presence of small moist symmetric stability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1062–1071.
- Esteban, P., Jones, P. D., Martín-Vide, J., y Mases, M. (2005). Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *Int. J. Climatol.*, 25, 319–329.
- Frick, C. (2012). *The numerical modelling of wet snowfall events*. Tesis doctoral, ETH Zürich. 128 pp.

- Goree, P. A. y Younkin, R. J. (1966). Synoptic climatology of heavy snowfall over the central and eastern United States. *Mon. Weather Rev.*, 94, 663–668.
- Göldner, J. y Spänkuch, D. (2001). Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18, 925–933.
- Harrold, T. W. (1973). Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 99, 232–251.
- Hewison, T. J. (2006). *Profiling temperature and humidity by ground-based microwave radiometers*. Tesis doctoral, University of Reading. 181 pp.
- Huo, Z., Zhang, D.-L., Gyakum, J. R., y Staniforth, A. N. (1995). A diagnostic analysis of the superstorm of March 1993. *Mon. Weather Rev.*, 123, 1740–1761.
- Jacobson, M. D. y Nunnelee, W. M. (1997). Design and performance of a spinning flat reflector for millimeter-wave radiometry. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, 35, 464–466.
- Johnston, E. C. (1995). Updated satellite technique to forecast heavy snow. *Weather forecasting*, 10, 219–228.
- Jurewicz Sr., M. L. y Evans, M. S. (2004). A comparison of two banded, heavy snowstorms with very different synoptic settings. *Weather Forecasting*, 19, 1011–1028.
- Kidd, C., Levizzani, V., Turk, J., y Ferraro, R. (2009). Satellite precipitation measurements for water resource monitoring. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, 45, 567–569.
- Klein, W. H., Jorgensen, D. L., y Korte, A. F. (1968). Relation between upper air lows and winter precipitation in the western plateau states. *Mon. Weather Rev.*, 96, 162–168.
- Kocin, P. J., Schumacher, P. N., Morales Jr., R. F., y Uccellini, L. W. (1995). Overview of the 12–14 March 1993 superstorm. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 165–182.
- Kocin, P. J. y Uccellini, L. W. (1990). *Snowstorms along The Northeastern Coast of the United States: 1955 to 1985*. *Meteor. Monogr.* No. 44, Am. Meteorol. Soc. 280 pp.

- Laprise, R. (1992). The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Mon. Weather Rev.*, 120, 197–207.
- Levizzani, V., Bauer, P., y Turk, F. J. (2007). *Measuring precipitation from space: EURAINSAT and the future*. Springer, Dordrecht, The Netherlands. 722 pp.
- Levizzani, V., Laviola, S., y Cattani, E. (2011). Detection and measurement of snowfall from space. *Remote Sens.*, 3, 145–166.
- Llasat, M. C., Turco, M., Quintana-Seguí, P., y Llasat-Botija, M. (2014). The snow storm of 8 March 2010 in Catalonia (Spain): A paradigmatic wet-snow event with a high societal impact. *Nat. Hazard. Earth Sys. Sci.*, 14, 427–441.
- Löhnert, U., Crewell, S., y Simmer, C. (2004). An integrated approach toward retrieving physically consistent profiles of temperature, humidity, and cloud liquid water. *J. Appl. Meteorol.*, 43, 1295–1307.
- López-Moreno, J. I., Goyette, S., Vicente-Serrano, S. M., y Beniston, M. (2011). Effects of climate change on the intensity and frequency of heavy snowfall events in the Pyrenees. *Clim. Chang.*, 105, 489–508.
- Market, P. S. y Cissell, D. (2002). Formation of a sharp snow gradient in a midwestern heavy snow event. *Weather forecasting*, 17, 723–738.
- Martin, J. E. (1998). The structure and evolution of a continental winter cyclone. Part II: Frontal forcing of an extreme snow event. *Mon. Weather Rev.*, 126, 329–348.
- Martin, J. E. (1999). Quasigeostrophic forcing of ascent in the occluded sector of cyclones and the trowal airstream. *Mon. Weather Rev.*, 127, 70–88.
- Marwitz, J. D. y Toth, J. (1993). A case study of heavy snowfall in Oklahoma. *Mon. Weather Rev.*, 121, 648–660.
- McGinnis, D. L. (2000). Synoptic controls on upper Colorado River basin snowfall. *Int. J. Climatol.*, 20, 131–149.
- Merino, A., Fernández, S., Hermida, L., López, L., Sánchez, J. L., García-Ortega, E., y Gascón, E. (2014). Snowfall in the northwest Iberian Peninsula: Synoptic circulation patterns and their influence on snow day trends. *Scientific World J.*, 2014. ID 480275.

- Michaelides, S., Levizzani, V., Anagnostou, E., Bauer, P., Kasparis, T., y Lane, J. E. (2009). Precipitation: Measurement, remote sensing, climatology and modeling. *Atmos. Res.*, 94, 512–533.
- Mook, C. P. y Norquest, K. S. (1956). The heavy snowstorm of March 18-19, 1956. *Mon. Weather Rev.*, 84, 116–125.
- Moore, J. T., Graves, C. E., Ng, S., y Smith, J. L. (2005). A process-oriented methodology toward understanding the organization of an extensive mesoscale snowband: A diagnostic case study of 4-5 December 1999. *Weather forecasting*, 20, 35–50.
- Mote, T. L., Gamble, D. W., Underwood, S. J., y Bentley, M. L. (1997). Synoptic-scale features common to heavy snowstorms in the southeast United States. *Weather Forecasting*, 12, 5–23.
- Nicosia, D. J. y Grumm, R. H. (1999). Mesoscale band formation in three major northeastern United States snowstorms. *Weather forecasting*, 14, 346–368.
- Notaro, M., Zarrin, A., Vavrus, S., y Bennington, V. (2013). Simulation of Heavy Lake-Effect Snowstorms across the Great Lakes Basin by RegCM4: Synoptic Climatology and Variability. *Mon. Weather Rev.*, 141, 1990–2014.
- Novak, D. R., Bosart, L. F., Keyser, D., y Waldstreicher, J. S. (2004). An observational study of cold season-banded precipitation in northeast US cyclones. *Weather forecasting*, 19, 993–1010.
- Novak, D. R., Colle, B. A., y McTaggart-Cowan, R. (2009). The role of moist processes in the formation and evolution of mesoscale snowbands within the comma head of northeast US cyclones. *Mon. Weather Rev.*, 137, 2662–2686.
- Palmén, E. y Newton, C. W. (1969). *Atmospheric Circulation Systems: Their Structure and Physical Interpretation*. Academic Press, New York. 603 pp.
- Pascual, R., Callado, A., y Berenguer, M. (2003). Analysis of a strong snowstorm in Catalonia on December 2001. En *Proc. 31st Conference on Radar Meteorology*, pp. 882–884, Seattle, US.
- Penner, C. M. (1955). A three-front model for synoptic analyses. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 81, 89–91.

- Plaut, G., Schuepbach, E., y Doctor, M. (2001). Heavy precipitation events over a few Alpine sub-regions and the links with large-scale circulation, 1971-1995. *Climate Res.*, 17, 285–302.
- Posada, R. (2012). *Caracterización de las ondas de montaña en situaciones de precipitación invernal*. Tesis doctoral, Universidad de León. 167 pp.
- Radiometrics (2008). *Profiler operator's manual*. Radiometrics Corporation. 93 pp.
- Sanders, F. (1986). Frontogenesis and symmetric stability in a major New England snowstorm. *Mon. Weather Rev.*, 114, 1847–1862.
- Sanders, F. y Bosart, L. F. (1985a). Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm, 11-12 February 1983. Part II: Doppler radar study of the New England snowband. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1398–1407.
- Sanders, F. y Bosart, L. F. (1985b). Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11-12 February 1983. Part I: Frontogenetical forcing and symmetric instability. *J. Atmos. Sci.*, 42, 1050–1061.
- Schultz, D. M. (2001). Reexamining the cold conveyor belt. *Mon. Weather Rev.*, 129, 2205–2225.
- Schultz, D. M. (2010). How to research and write effective case studies in meteorology. *Electronic-J. Severe Storms Meteor.*, 5(2), 1–18.
- Schultz, D. M. y Schumacher, P. N. (1999). The use and misuse of conditional symmetric instability. *Mon. Weather Rev.*, 127, 2709–2732.
- Shaw, W. N. y Lempfert, R. G. K. (1906). The life history of surface air currents: A study of the surface trajectories of moving air. En *MetOffice Memoir 174. Reprint, Selected Meteorological Papers of Sir Napier Shaw*, pp. 15–131. MacDonald and Co.
- Skamarock, W. C., Weisman, M. L., Klemp, J. B., Dudhia, J., Gill, D. O., Barker, D. M., Wang, W., y Powers, J. G. (2005). A description of the advanced research WRF version 2. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468+STR.
- Solheim, F., Godwin, J., y Ware, R. (1996). Microwave radiometer for passively and remotely measuring atmospheric temperature, water vapor, and cloud liquid water profiles. Technical Report Inf. Tech., US Final Contract Report DAAL01-96-2009, Army White Sands Missile Range. 53 pp.

- Spreitzhofer, G. (1999). Synoptic classification of severe snowstorms over Austria. *Meteor. Z.*, 8, 3–15.
- Troitsky, A. V., Gajkovich, K. P., Gromov, V. D., Kadygrov, E. N., y Kosov, A. S. (1993). Thermal sounding of the atmospheric boundary layer in the oxygen absorption band center at 60 GHz. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 31, 116–120.
- Uccellini, L. W., Kocin, P. J., Schneider, R. S., Stokols, P. M., y Dorr, R. A. (1995). Forecasting the 12-14 March 1993 superstorm. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 76, 183–199.
- Young, M. V., Monk, G. A., y Browning, K. A. (1987). Interpretation of satellite imagery of a rapidly deepening cyclone. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113, 1089–1115.
- Younkin, R. J. (1968). Circulation patterns associated with heavy snowfall over the western United States. *Mon. Weather Rev.*, 96, 851–853.

NUMERICAL DIAGNOSIS OF A
HEAVY SNOWFALL EVENT IN THE
CENTER OF THE IBERIAN
PENINSULA

Artículo publicado en la revista:
Atmospheric Research

Gascón, E., J. L. Sánchez, D. Charalambous, S. Fernández-González, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Numerical diagnosis of a heavy snowfall event in the center of the Iberian Peninsula, *Atmos. Res.*, 128, 250-263, doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.001.

RESUMEN

El 4 de Marzo de 2011, un episodio convectivo con precipitaciones en forma de nieve afectó de forma excepcional a la región de Madrid en el centro de la Península Ibérica, llegando a registrar una precipitación de nieve de 34 cm en 24 horas y provocando daños considerables en el sistema eléctrico y de transporte. La máxima intensidad de precipitación se identificó entre las 1600 y las 1800 UTC.

El análisis de las imágenes del MSG revelaron una fuerte anomalía, generada por una intrusión seca originada en el Atlántico y que llegó a alcanzar la Península Ibérica. La precipitación asociada fue especialmente intensa en la Sierra de Guadarrama (en el centro peninsular, cercano a la ciudad de Madrid).

Se han estudiado los factores sinópticos y a mesoescala involucrados en el episodio, haciendo uso del modelo mesoescalar WRF. Esto ha permitido analizar la evolución de la intrusión seca provocada por la caída de la tropopausa, su movimiento y los mecanismos que intervinieron en la frontogénesis al atravesar la Sierra de Guadarrama. El bloqueo de una masa cálida y húmeda en altura debido a la caída de la tropopausa y en los niveles bajos debido a los efectos orográficos, ayudaron a concentrar la humedad, y generar PI que posteriormente fue liberada en una convección profunda gracias a la formación de frontogénesis.

La presencia de un MMWR situado en superficie, en la posición donde se desarrolló el episodio convectivo, permitió comprobar el alcance de la misma mediante perfiles verticales de temperatura.

Numerical diagnosis of a heavy snowfall event in the center of the Iberian Peninsula

E. Gascón^{a,*}, J.L. Sánchez^a, D. Charalambous^c, S. Fernández-González^b, L. López^a,
E. García-Ortega^a, A. Merino^a

^a Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, 24071 León, Spain

^b Dpto. Astrofísica y CC. de la Atmósfera, Facultad de CC. Físicas, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, Spain

^c Meteorological Service, Nicosia, Cyprus

ARTICLE INFO

Article history:

Received 14 May 2014

Received in revised form 29 July 2014

Accepted 2 August 2014

Available online 11 August 2014

Keywords:

Heavy snowfall

Mesoscale numerical model

Dry intrusion

ABSTRACT

On 4 March 2011, an exceptionally heavy snowfall event affected the Madrid region on the central Iberian Peninsula. At altitudes of 1200 m, snowfall reached a record of 34 cm in 24 h and produced considerable damage and disruption to electricity distribution and transport systems. Maximum intensity precipitation was identified between 1600 and 1800 UTC. Associated precipitation was particularly intense in the Guadarrama Mountains (at the center of the Peninsula, near Madrid). Analysis of Meteosat Second Generation (MSG) satellite images revealed a dark area, generated by a stratospheric intrusion originating in the Atlantic and reaching the Iberian Peninsula. We studied synoptic conditions and mesoscale factors involved in the event, using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. This permitted analysis of the evolution of the dry intrusion caused by a tropopause fold, its movement, and frontogenesis-related mechanisms during its crossing of the Guadarrama Mountains. The blocking of a wet warm mass at altitude owing to a descent of the tropopause but mainly at low levels because of orographic effects, helped concentrate moisture and generate potential instability (PI). This was subsequently released in deep convection, owing to the formation of frontogenesis.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Heavy snowfall events are precipitation processes that are relatively uncommon in most non-mountainous areas of the Iberian Peninsula. When there are heavy accumulations of snow in large cities with a population unaccustomed to or unprepared for heavy snow, these events strongly impact their daily activities.

Such events are of special interest from a meteorological standpoint, because they result from a set of meteorological factors whose effects are not always easy to predict. Heavy snowfall events occur when at least two initial conditions are present, low temperatures and strong moisture flow. On the

Iberian Peninsula, such conditions usually occur in winter when a very moist air mass overruns a very dry and cold air mass (such as Siberian air mass of continental dry air) that has been present for several days. The moisture flux controls associated precipitation intensity. This is a situation that occurs infrequently in winter, but usually once per year.

Investigation of the processes associated with tropopause folds related to heavy snowfall provides useful information about the mesoscale processes involved. In most of these events, convective episodes arise with the formation of mesoscale banding (Nicosia and Grumm, 1999; Norris et al., 2013), producing local snowfall accumulations. There is no unique pattern by which to identify this type of banding. Authors such as Markowski and Richardson (2010) present a description of four types of banding, based on the classification of Houze et al. (1976).

* Corresponding author.

E-mail address: egass@unileon.es (E. Gascón).

The establishment of conceptual models of precipitation systems is an open question. Some authors (Wang and Hobbs, 1983; Browning, 1985; Schultz and Schumacher, 1999; Nicosia and Grumm, 1999; Jurewicz and Evans, 2004; Schultz and Knox, 2007; Schumacher et al., 2010; Novak et al., 2010) have proposed conceptual models confirming that intense precipitation bands require an environment with strong frontogenesis, weak moist symmetric stability or potential instability and sufficient moisture.

In this article, we describe the heavy snowstorm of 4 March 2011 on the Iberian Peninsula. Although the meteorological agency of Spain (AEMET) had predicted this widespread event, there were transportation incidents as well as economic and social impacts. On 3 March, a snow alert was issued, which warned of snow accumulations up to 18 cm in mountainous areas of Madrid, and 3 cm in metropolitan areas on 4 March. Snow levels began over 600 m and rose to 800 m during the second half of the day. However, between 1600 UTC and 1800 UTC, more than 10 cm of snow had accumulated in mountain and pre-mountain areas. At 0000 UTC on 5 March, 43 mm of liquid water equivalent, was registered in the mountainous areas and 10 mm in the metropolitan area. These figures corresponded with approximately 34 cm and 8 cm of snow, respectively. These amounts were well in excess of those predicted in the warning. The national department of traffic (DGT) reported 10 km of traffic jams on two of the main roads in the region, A6 and A1 (Fig. 1), and 10 accidents with multiple collisions involving 15 vehicles. There was traffic jam on more than 30 km on the A6, causing thousands of people to be stranded for 5 h (from 2100 UTC on 4 March to 0200 UTC on 5 March). Twenty-six snowplows were dispatched to these areas, but 10 were trapped by the snow. Despite the forecast

and warnings of the previous days, the intensity of the snowstorm was unexpected and it was impossible to avoid the aforementioned negative consequences for the population.

This heavy snowfall is attributed to a rare situation in the study area, in which there is a region of air descending from near-tropopause level. This is called a “dry intrusion,” caused by a tropopause fold. This intrusion can be identified in WV channel images by a dry slot evidenced by a relatively cloud-free area. This dry air sometimes descends to low levels (Browning, 1997) near cyclones. The descending dry intrusion has high values of positive PV that promotes cyclogenesis, generates potential instability, and produces frontal structures. The tropopause fold has been directly related to the formation of strong vertical air motions (Ziemianski and Thorpe, 2000).

Snowfall measurements usually have significant uncertainties. We obtained measurements of snow over 24 h (34 cm of snow and 43 mm water equivalent), but these have strong uncertainty. One of the great difficulties for heavy snow episodes is to identify the mesoscale factors involved, because quantitative measurements are scarce, uncertain, or have too long or irregular intervals.

The aim of this work was to identify factors involved in the winter convective episode through mesoscale numerical modeling. We analyzed characteristics and vertical and horizontal extents of the tropopause fold that affected the study area. In addition, several variables indicative of instability were investigated to assess which ones triggered the heavy snowfall.

This paper is organized as follows. Section 2 provides information on the study area and characteristics of the instrumentation. Section 3 provides an overview of the synoptic situation and precipitation during the event, for detection of frontogenesis, center of depression, and air mass advection

Fig. 1. D01 and D02 defined for WRF model (left). Map of Guadarrama Mountains, Madrid and radiometer location (right).

using the WRF numerical model. The examination of mesoscale factors to facilitate investigation of tropopause lowering and vertical motion, by identifying regions of potential instability (PI), high PV, and updrafts is described in Section 4. Finally, the paper concludes in Section 5 with a discussion and the most significant findings.

2. Data and methodology

In these types of studies, mesoscale models play a very important role in analyzing meteorological factors involved in precipitation processes. We used the WRF mesoscale model version 3.1.1 (Skamarock et al., 2005). Two nested domains were defined, following a two-way nesting strategy, designated D01 (27-km resolution) and D02 (9-km resolution) (Fig. 1). The studied phenomena are meso- β scale, such that only domains D01 and D02 are suitable for analysis. The model mother domain (D01) covers the Iberian Peninsula and part of the Eastern Atlantic and Western Europe, with 98 grid points in both the east–west and north–south directions. The nested domain (D02) covers the Iberian Peninsula, with 125 grids in the east–west direction and 107 in the north–south direction and in both domains we have been considered 57 sigma levels with the model top at 50 hPa. Initial and boundary conditions were fixed by the NCEP Global Forecast System reanalysis, available at 1° horizontal and 6-h temporal resolutions. Temporal resolution of the output was 3 h for D01 and 1 h for D02. For the case study, the period covered by the simulation was 36 h, beginning at 1200 UTC on 3 March 2011. The same parameterizations used in earlier winter studies of the Iberian Peninsula for the MM5 model were adapted to the WRF in the present diagnosis (Posada et al., 2013). The WRF New Thompson scheme (Thompson et al., 2008) was selected for microphysical processes. This parameterization takes graupel into account, as well as ice concentrations typical of winter conditions in mountainous areas. We also selected the Kain–Fritsch scheme (Kain, 2004) of cumulus convective parameterization, for correct identification of convection. The Noah land surface model (Chen and Dudhia, 2001) and Eta surface layer scheme (Janjic, 1996) were used. The rapid radiative transfer model was used for longwave radiation (Mlawer et al., 1997), and the Dudhia scheme for shortwave radiation (Dudhia, 1989). Finally, the YSU PBL was used as the boundary layer scheme (Hong et al., 2006).

The WRF model was used to diagnose both synoptic and mesoscale weather conditions that led to snowfall on 4 March 2011. Using the D01 domain, synoptic analysis was performed by analyzing wind fields, geopotential, EPT, frontogenesis and RH at 700 hPa. Peterssen (1936) defined atmospheric frontogenesis as temporal change of the horizontal θ gradient magnitude along a parcel trajectory, which is related to horizontal divergence.

By this method, the 2D frontogenesis equation is

$$F_{2D} = \frac{d}{dt} |\nabla_p \theta| = \frac{1}{|\nabla_p \theta|} \left[-\frac{\partial \theta}{\partial x} \left(\frac{\partial u}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial x} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - \frac{\partial \theta}{\partial y} \left(\frac{\partial u}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) \right]. \quad (1)$$

We calculated the 2D scalar frontogenesis function in the D01 at 3-h intervals. The frontogenetic function defined in Eq. (1) is based on shearing and stretching deformation of the

horizontal wind field and its action on the horizontal potential temperature gradient. When the potential temperature gradient increases, frontogenesis is implied (positive values); when the gradient decreases, frontolysis is implied (negative values). Using this analysis in 700 hPa level, we established moisture inflows to the Guadarrama Mountains of the Iberian Peninsula, and located regions of frontogenesis at mid-levels. To study mid and upper levels, we analyzed 500 hPa geopotential and EPT fields and 300 hPa horizontal winds. Using these, we could find areas most favorable to the formation of fronts and the location of jet streaks.

To study mesoscale factors, we focused on domain D02. We initially studied cross sections of Ertel's potential vorticity (Rossby, 1940; Ertel, 1942):

$$PV = \frac{1}{\rho} \eta \cdot \nabla \theta. \quad (2)$$

Here, η is the absolute vorticity vector, θ is the potential temperature, and ρ is the density. EPT is defined in its computational form (Bolton, 1980) as

$$\theta_e = T_K \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.2854(1-0.28 \times 10^{-3} r)} \times \exp \left[\left(\frac{3.376}{T_L} - 0.00254 \right) \times r (1 + 0.81 \times 10^{-3} r) \right], \quad (3)$$

where T_K , p , and r are absolute temperature, pressure and mixing ratio at the initial level, respectively, and T_L is absolute temperature at the lifting condensation level. RH is used too, as in other snowstorm research (Novak et al., 2010), as well as regions of PI ($d\theta_e/dz < 0$) also known as convective instability. We were thus able to identify regions of convective stability, which helps recognize dry intrusions and instability areas. To evaluate the horizontal extent of the tropopause descent, we used dynamical tropopause maps to represent pressure and EPT at the tropopause surface ($PV = 1.5$ PVU; 1 PVU = $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$). Finally, the field of 6-h accumulated precipitation in D02 reflects the distribution of precipitation in an intense band crossing the Guadarrama Mountains. To confirm the suitability of outputs for these fields, we used WV channel MSG satellite images, with 3 km horizontal sampling distance. This channel is very useful for locating areas of low moisture content, which in many cases involve dry intrusions.

There was a MMWR on the central Iberian Peninsula, which was able to detect the sudden appearance of convective processes affecting small regions. The MMWR is an MP-3000A hyperspectral microwave radiometer (Radiometrics, Boulder, Colorado, USA). Characteristics of this instrument and retrieved profiles are described in Sánchez et al. (2013). The authors used an empirical method to increase the accuracy of temperature and water vapor density measurement, achieving a mean (root mean square) error less than 2 °C and 0.8 g m⁻³. The MMWR is at Pinilla Reservoir (near Madrid) in the Guadarrama Mountains of the Spanish central mountain system, at 1150 MSL elevation (40°56'55"N, 3°46'34"W) (Fig. 1).

3. Synoptic conditions and precipitation

To briefly describe the synoptic scale of this snow event, we first use the WRF output of D01 on 4 March 2011. Fig. 2 shows

Fig. 2. WRF simulation for 0000 UTC (a), 0600 UTC (b), 1200 UTC (c) and 1800 UTC (d) on 4 March 2011. Solid black lines are 700 hPa geopotential (dam) contoured at 20 dam interval, overlaid by 700 hPa wind barbs (kts) following standard synoptic rules; dashed red lines are 700 hPa θ_e at 2 K interval. Solid black circles correspond to location of MMWR at the surface.

the geopotential height field (at 20 dam interval), wind (wind barbs) and EPT at 700 hPa (dashed red lines at 2 K interval). A center with low heights is seen over the Iberian Peninsula. Between 0000 UTC and 1800 UTC (Fig. 2a, b, c and d), a slight retrograde motion of the low height center is detected, with a slight shift from east to west. Analysis of EPT reveals that at 0000 UTC (Fig. 2a), there was advection of a warm, moist air mass from the Atlantic Ocean with southeast flow toward the central peninsula. At the same time, an air mass with EPT of 259 K over the Guadarrama Mountains is evident. At 1800 UTC

(Fig. 2d), however, the 261 K isentropes was in this mountainous area. This indicates that the intensity of advection at this level was able to displace the warm, moist air over these 18 h, until it reached the south face of the Guadarrama Mountains.

The same meteorological fields as Fig. 2 are shown in Fig. 3, but at 500 hPa, along with wind speed at 300 hPa to identify jet streaks. A low height center was in a very similar location as that in Fig. 2. As at 700 hPa, there was a slight retrograde motion throughout the day (Fig. 3a, b, c and d), moving the low height center from east to west. For EPT values, there was

Fig. 3. WRF simulation for 0000 UTC (a), 0600 UTC (b), 1200 UTC (c) and 1800 UTC (d) on 4 March 2011. Solid black lines are 500 hPa geopotential (dam) contoured at 20 dam intervals, overlaid by 500 hPa wind barbs (kts) following standard synoptic rules; dashed red lines are 500 hPa θ_e at 2 K interval and shaded area depicts 300 hPa wind speed greater than 20 m s^{-1} . Solid black circle correspond to location of MMWR at the surface.

hardly any change at 500 hPa compared to 700 hPa around the Guadarrama Mountains. However the low heights center is situated over the study area and it is difficult to distinguish the wind direction (Fig. 3d). Still, the air mass affecting that area comes from the northeast. Therefore, through analysis of the maps at 700 and 500 hPa, we conclude that the weather

conditions were favorable to the formation of a front, since there were two air masses converging on either side of the Guadarrama Mountains. One air mass originated from the advection of warm, moist air from southeast of the Iberian Peninsula, and the other from cold air advection from the northeast (most evident at mid and high levels).

Uccellini and Kocin (1987) analyzed eight cases of heavy snowfall along the East Coast of the United States. Their analysis showed that a particular configuration of two separate jet streaks can give rise to two interactive circulations, namely, a direct circulation within the confluent entrance region of a jet streak and an indirect circulation within the diffluent exit region of a jet streak associated with a trough. In our case, two jet streaks were observed at 300 hPa (Fig. 3) during all of 4 March. The first was south of the British Isles (form part of the polar jet stream) and the second to the north of Africa (form part of the subtropical jet stream). In both jets, wind speed exceeded 100 kts (50 m s^{-1}). The northern jet had a branch to the northwest of the Iberian Peninsula at 0000 and 0600 UTC (Fig. 3a and b), which intensified the surface low and frontogenesis. Cyclonic circulation observed at high and low levels in Figs. 2 and 3, was the product of the secondary or indirect circulation formed by the positioning of the two jet streaks, as occurred in Uccellini and Kocin (1987). Interaction between the two jet streaks and the northern jet stream branch over the Iberian Peninsula could contribute to create conditions favorable for heavy snowfall.

We obtained the analysis of 2D scalar frontogenesis at 700 hPa in Fig. 4, to which are added wind barbs and RH greater than 80%. It is important to highlight that during this winter event, frontogenesis began to form at a higher pressure level than normal, so this variable was analyzed at 700 hPa and not at lower levels. At 0000 UTC on 4 March (Fig. 4a), an area of frontogenesis was at the center of the peninsula. The location of the jet stream branch with speeds above 50 kts at 300 hPa (Fig. 3a, b) coincided with the formation area of frontogenesis at 700 hPa at 0000 UTC and 0600 UTC (Fig. 4a and b). Throughout the day (Fig. 4a, b, c and d), frontogenesis spread and deepened in the southwestern half of the peninsula, reaching values of $4 \text{ K } 100 \text{ km}^{-1} \text{ } 3 \text{ h}^{-1}$ at 1800 UTC (Fig. 4d). RH and wind direction fields at the 700 hPa level indicate air transport from the Atlantic to the south and southeast such that the flow remained nearly constant at low levels (Fig. 4a, b, c and d). Moisture accumulated on the southern face of the Guadarrama Mountains and ahead of the advancing frontogenesis.

Analysis of the divergence of the horizontal wind field is useful in finding areas of convergence at low levels and divergence at high levels, as well as to identify conditions with greater likelihood of convection associated with frontogenesis. To this end, we used D02. In that domain, we show divergence of the horizontal wind field at 700 hPa (blue solid lines for negative values and red dashed lines for positive, with intervals $5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$), as well as the geopotential (at 20 dam intervals) and wind direction (wind barbs) at 700 hPa (Fig. 5a and c) and 500 hPa (Fig. 5b and d). This time, we focused on the period near the beginning of the most intense snowfall. Fig. 5 shows the meteorological fields at 1200 UTC (Fig. 5a, b) and 1800 UTC (Fig. 5c, d) on 4 March 2011. Four hours prior to the observation of convection, a region in the southern peninsula had smaller divergence values (negative values indicate convergence) at 700 hPa (Fig. 5a). There were greater divergence values at 500 hPa in the same area (Fig. 5b). During the period of convective precipitation (1800 UTC), there was an area of greater convergence values (negative divergence) above the Guadarrama Mountains, reaching values of $26 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ at 700 hPa (Fig. 5c). Conversely, at mid-levels such as 500 hPa, there was increased divergence over this area, reaching values

of $31 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (Fig. 5d). This could indicate that during the convective process from 1600 UTC through 1800 UTC, an area of higher horizontal wind convergence of warm, moist flow (from the southeast) at low levels, together with winds from the southwest, strengthened positive vertical motion. At 500 hPa, divergence caused the convection to intensify and reach higher levels. Relating this to the 6-h accumulated precipitation map from the WRF model (Fig. 6), in regions with greater values of low-level convergence and of divergence at mid-levels, there was an increased amount of accumulated precipitation with respect to the maps at both 1200 UTC and 1800 UTC (Fig. 5), coinciding with the region of orographic blocking of low-level moisture ahead of the observed frontogenesis.

The 24-h accumulated precipitation from surface synoptic observation (SYNOP) data corroborate the heavy accumulation of precipitation at the center of the peninsula, the area with the most precipitation during that day. These data were used in the absence of snow gauge data in the area. Note that the 43.2 mm water equivalent (see Fig. 7 for observation data in different meteorological stations) accumulation measured at Navacerrada station (in the central Guadarrama Mountains at the location of the MMWR) was entirely from snow, coinciding with regions of greater horizontal wind convergence in lower layers (Fig. 5c), in the area ahead of the frontogenesis (Fig. 4d).

4. Dry intrusion

A dry intrusion is a coherent region of air descending from the lower stratosphere to 700 hPa or lower. Parts of this air have flows characterized by high values of PV and low values of EPT. These features promote rapid cyclogenesis, PI and convection (Browning, 1997). One of the quickest methods for localizing a dry intrusion is analysis of satellite imagery from the WV channel (Browning, 1997). Intrusions are not as evident from infrared and visible channel imagery. Fig. 8 shows WV images from the MSG satellite, revealing a cloud band and cloud-free areas over the Iberian Peninsula. The latter appears as dark zones, which are usually associated with dry intrusions. The role of these intrusions in generating rapid cyclogenesis has been treated in snowstorm case studies (Johnston, 1995; Wernli et al., 2002; James and Clark, 2003; Grim et al., 2007; Tianwei et al., 2009). Some dark areas are evident in all panels of Fig. 8, associated with the positions of the two major jet streaks, although only one was directly affecting the peninsula.

WV images at 0000 UTC and 1200 UTC on 4 March (Fig. 8a and b) show the initial development stage of a cloud head in a cyclonic circulation. The leading edge of a descending dry intrusion had a motion toward the center of the peninsula. At 1600 and 1800 UTC on 4 March (Fig. 8c and d), a south–north dividing line between drier and cloud head areas was evident. To analyze the tropopause fold and convection, a cross section was constructed. Within D02 (Fig. 9), the cross-section axis was perpendicular to the predominant wind at low levels across the Iberian Peninsula (700 hPa) during the convective episode in the Guadarrama Mountains and it crosses the position of the MMWR to try to detect evidence of convection. We also used dynamic tropopause maps to identify the horizontal extent of the tropopause fold (Hoskins et al., 1985) at synoptic scale in D01.

The position of the dynamic tropopause was based primarily on PV analysis in this vertical cross section. Regions

Fig. 4. WRF simulation for 0000 UTC (a), 0600 UTC (b), 1200 UTC (c) and 1800 UTC (d) on 4 March 2011. 700 hPa 2D scalar frontogenesis function ($1 \text{ K } 100 \text{ km}^{-1} \text{ s}^{-1}$); solid blue (dashed red) lines represent frontogenesis (frontolysis) with an interval of $\pm 1 \text{ K } 100 \text{ km}^{-1} \text{ s}^{-1}$; shaded green region is 700 hPa RH greater than 80% at 10% intervals (light green to dark green); 700 hPa wind barbs (kts) are overlaid. Solid black circles correspond to location of MMWR at the surface.

of strong stability (such as the stratosphere) are characterized by high values of PV. The surface of 1.5 PVU is used to represent the transition zone between the weak stratification of the upper troposphere and strong stratification of the lower stratosphere (Morgan and Nielsen-Gammon, 1998; Moore et al., 2008). To identify tropopause sinking and instability regions, it is necessary to represent PV and EPT, ensuring that those regions classified as unstable have moisture saturation (Bennetts and Hoskins, 1979; Morgan and Nielsen-Gammon, 1998; Ware et al., 2003) (Figs. 10a and 11a). Additionally, PI areas, vectors of horizontal wind velocity and vertical wind velocity (dz/dt) (Figs. 10c and 11c) were examined to find

instability areas together with updraft or downdraft regions and confirm the direction of the horizontal wind affecting the Guadarrama Mountains at various pressure levels. The extent of convection at upper levels was found by analyzing the vertical temperature profiles from the MMWR (Figs. 10d and 11d). Fig. 11(d) reveals that the vertical development reached levels consistent with model results (Fig. 11a and c). Other tools were used to analyze the surface structure of the tropopause, such as dynamic tropopause maps ($PV = 1.5 \text{ PVU}$). These are for prior to the occurrence of (0600 UTC) and during the development (1800 UTC) of convection. On these maps, EPT (Fig. 12a and c) and pressure (Fig. 12b and d) are

Fig. 5. WRF simulation of 700 hPa divergence of horizontal winds (s^{-1}) for 1200 UTC (a) and 1800 UTC (c) on 4 March 2011. Solid blue (dashed red) lines represent negative (positive) values with interval $5 \times 10^{-5} s^{-1}$; 700 hPa geopotential (dam) at 20 dam interval and 700 hPa wind barbs (kts) are overlaid. 1200 UTC (b) and 1800 UTC (d) are as in (a) and (c) but at 500 hPa level. Maximum and minimum divergence values are indicated. Solid black circles correspond to location of MMWR at the surface.

depicted. Vertical levels reached by the lowering tropopause are seen in the figures.

Figs. 10(a) and 11(a) reveal the tropopause fold reaching 600 hPa (dark areas of greater than $PV = 1.5$ PVU) at both 1600 UTC and 1800 UTC. This region of stratosphere intrusion to lower levels corresponds to a more stable environment at mid and upper levels (with no PI areas at those levels; Figs. 10b and 11b). This was not the case at low levels, where a high PI area was found between the surface and 800 hPa. The pressure field at the tropopause (Fig. 12b and d) confirms this descent of the tropopause to nearly 640 hPa at 0600 UTC on 4 March (Fig. 12b) and 590 hPa at 1800 UTC (Fig. 12d). The tropopause fold enlarged and deepened such that at 1800 UTC on 4 March, a thin filament of the dry intrusion reached 570 hPa (Fig. 11a). This deepening was reflected on the 1.5 PVU surface, where EPT (Fig. 12c) and pressure (Fig. 12d) gradients were much steeper in the southwestern peninsula. This strong EPT gradient signifies

an environment with strong baroclinicity, with the center of minimum EPT reaching 287 K at 0600 (Fig. 12a) and 290 K at 1800 UTC (Fig. 12c). During this deepening, there was 100% RHI at all levels at the MMWR location (black dots in Figs. 10a and 11a), suggesting convective cloud formation. Furthermore, areas with $PV < 0$ (white areas in Figs. 10a and 11a) were observed up to higher levels at the MMWR, indicating increased instability in the vertical column. To the contrary, a decrease in PI area at mid and lower levels was evident at 1800 UTC (Fig. 11b), owing to its release by frontogenesis.

To confirm this PI release in the form of convection, vertical velocities (Figs. 10c and 11c) indicate positive and negative vertical motions above the MMWR, indicating that strong updrafts and downdrafts were being produced. In Fig. 10(c) as initially observed, the strongest upward vertical motions (updrafts) were at upper levels. These speeds were observed above the MMWR at 1800 UTC (Fig. 11c) from the surface to

Fig. 6. Precipitation simulation WRF on 4 March 2011 in D02. Six-hour accumulated precipitation, from 1400 UTC to 2000 UTC and isolines of topography at 200 m interval.

nearly 400 hPa, attaining positive vertical velocities greater than 80 cm s^{-1} . These PI regions with positive vertical velocities are of great interest, since they correspond to saturated areas (Figs. 10a and 11a) and only require a lifting mechanism for the PI to be released and initiate deep convection. The PI may be released as convection if there is sufficient lifting. Theoretical and observational studies have established that frontogenesis in the presence of conditional

symmetric instability (CSI) or PI is the primary forcing mechanism for mesoscale snow bands (Emanuel, 1985; Bosart and Sanders, 1986; Reuter and Yau, 1990; Moore and Lambert, 1993; Nicosia and Grumm, 1999; Novak et al., 2004; Pyle et al., 2004). In our case, the frontogenesis observed in Fig. 4(a) guaranteed this lifting mechanism to release the accumulated PI at mid and lower levels. Observations of vertical temperature profiles from continuous MMWR data

Fig. 7. Measurements of 24-h accumulated precipitation (mm), from 0000 UTC to 2400 UTC on 4 March 2011 from SYNOP data. Dot shows location of the city of Madrid.

Fig. 8. Satellite images of WV channel on 4 March 2011 at 0000 UTC (a), 1200 UTC (b), 1600 UTC (c), and 1800 UTC (d). MMWR is shown by white point.

Fig. 9. Axis of cross-section from 39°3'20"N, 9°33'50"W (A) to 42°26'8"N, 0°3'15"E (B), overlaid on 700 hPa fields from WRF at 1500 UTC on 4 March 2011. Dashed lines are geopotential height (dam) and shaded green area is RH greater than 80% at 10% intervals. Solid black circles show location of MMWR at the surface.

Fig. 10. WRF model simulations for 1600 UTC on 4 March 2011: (a) vertical cross section of PV (shaded area, PVU), saturated EPT (thin red lines, K) and dashed green line for RHi of 100%; (b) saturated EPT (thin red lines, K) and PI regions (shaded areas); (c) dashed line for $PV = 1.5$ PVU, horizontal wind vectors, and vertical velocity (cm s^{-1}); positive in red, negative in blue; and (d) vertical profile of temperature and dew point temperature ($^{\circ}\text{C}$) from MMWR data at 1600 UTC. Solid black circles show location of MMWR at the surface.

show that there was moisture saturation at the onset of convection at low levels up to 620 hPa (Fig. 10d) and to upper levels during the convective episode, reaching an RHi of 100% from the surface to 400 hPa (Fig. 11d). This is consistent with the cross-section images obtained from the WRF model, in which upward motions are seen up to these isobaric levels. Lines of EPT at 1600 UTC and 1800 UTC in the cross sections (Figs. 10 and 11) reveal an abrupt vertical change, which indicates the presence of a warm front caused by frontogenesis and strengthened by stretching and deepening of the dry intrusion to mid-levels. The frontogenesis appeared at mid-levels, where there was a separation between the dry intrusion with positive PV (Figs. 10a and 11a, dark shaded area) and a region of negative PV. This generated a region of strong baroclinicity, as seen in the frontogenesis maps (Fig. 4c and d). The surfaces of the tropopause level at 1800 UTC (Fig. 12c) reveal an abrupt horizontal change in pressure and EPT at that PV level. Together with the observed frontogenesis at synoptic scale, these indicate the presence of a front caused by stretching and deepening of the

dry intrusion to lower levels. At tropopause level, EPT had a strong horizontal gradient (Fig. 12a and c) in the southwestern peninsula, indicating strong baroclinicity that provoked frontogenesis at lower levels. The horizontal wind field in Figs. 10c and 11c confirms that to the right of the dry intrusion, wind vectors were from the southwest. On the left side, these vectors were from the southeast, causing convergence of different air masses over the Guadarrama Mountains.

It is important to understand that the process of frontogenesis reduces PV, releasing PI. PI favors upright convection and intensifies frontogenesis (Cronce et al., 2007). Areas of 100% RHi reached 400 hPa (Figs. 10a and 11) and updrafts (Figs. 10b, d and 11b, d) confirm the formation of deep convection.

5. Discussion and conclusions

We analyzed a period of about 24 h of exceptional snowfall in the Guadarrama Mountains of Spain, accumulating to as much as 34 cm (43 mm water equivalent) in 24 h at the

Fig. 11. As in Fig. 10 but on 4 March 2011 at 1800 UTC.

outskirts of Madrid. Such episodes are rare in this part of the Iberian Peninsula and thus present an opportunity to study mesoscale factors involved.

By studying synoptic conditions via the WRF model with fields of geopotential, EPT and winds at low, mid and upper levels, we detected a low height system affecting the Iberian Peninsula at all tropospheric levels was detected. The location of this system facilitated convergence of two different air masses at the center of the peninsula. One air mass was from the southeast, bringing moisture by the advection of warm, moist air at low levels; the other, colder air mass originated from the northeast but affected the Guadarrama Mountains from the northwest. The collision of these air masses and effects of the terrain facilitated the accumulation of moisture on the south face of the Guadarrama Mountains. Furthermore, by analyzing 2D scalar frontogenesis, a frontogenetic process was confirmed at a higher isobaric level than normal, whose formation was enhanced by a branch of the jet stream at upper levels.

MSG images from the water vapor channel showed a well-defined dry intrusion, caused by a tropopause fold over the northwestern peninsula. The WRF mesoscale model was used to

evaluate the vertical and horizontal extent of this fold, by use of cross sections and dynamic tropopause maps. PV and EPT fields in cross section reveal that the dynamic tropopause lowered to 600 hPa, whereas the tropopause maps suggest that it reached 637 hPa with EPT of 287 K. The WRF also revealed the effect of convection by analyzing RH_i, PI regions and vertical velocity in cross section. Moisture accumulation on the south side of the mountains favored the formation of PI regions (those with $d\theta_e/dz < 0$ values). The high concentration of moisture at upper levels and presence of vertical velocities greater than 80 cm s^{-1} suggest the release of PI in the form of convection. Vertical temperature profiles obtained by the MMWR confirm that the deep winter convection reached a height of 400 hPa. This convection developed embedded within stratiform precipitation.

It is very important to consider two main factors responsible for this convective episode. First, orographic effects of the Guadarrama Mountains created an unstable environment by blocking moisture from the Atlantic to the southeast, on their south flank. Moreover, the location of the dry intrusion helped develop and intensify a frontogenetic process, which was an instability triggering mechanism in the form of deep convection.

Fig. 12. Tropopause surface maps ($PV = 1.5$) from WRF model at 0600 UTC (a, b), and 1800 UTC (c, d) on 4 March 2011. Solid lines are EPT (K), wind vectors (a, c) and solid lines are pressure field with wind vectors (b, d).

In this case, the mesoscale WRF model effectively identified the convection, as well as the mesoscale factors involved in its formation. The dry intrusion was the key factor in the formation of this winter convection event. However, it is unknown whether this mechanism is the same in other cases, or whether other mesoscale factors can be influential in this region.

Abbreviations

CSI	conditional symmetric instability
D01	model mother domain
D02	nested domain
EPT	[θ_e] equivalent potential temperature

PV	Ertel's potential vorticity
MM5	Fifth Generation NCAR/Penn State Mesoscale Model
MMWR	multichannel microwave radiometer
MSG	Meteosat Second Generation
PI	potential instability
PVU	potential vorticity units
RH	relative humidity
RHi	relative humidity with respect to ice
PV	potential vorticity
w	vertical velocity
WV	[6.2-WV] 6.2 μ m water vapor
WRF	Weather Research and Forecasting

Acknowledgments

This paper was supported by the following grants: TECOAGUA, Micrometeo.com (IPT-310000-2010-22) and Granimetro projects (CGL2010-15930). Special thanks to Roberto Weigand, Steven Hunter, Analisa Weston and Lauren Giera. We would like to thank Canal delsabel II for the facilities used to install the MMWR.

References

- Bennetts, D.A., Hoskins, B.J., 1979. Conditional symmetric instability—a possible explanation for frontal rainbands. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 105, 945–962. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49710544615>.
- Bolton, D., 1980. The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Weather Rev.* 108, 1046–1053.
- Bosart, L.F., Sanders, F., 1986. Mesoscale structure in the megalopolitan snowstorm of 11–12 february 1983. Part III: a large-amplitude gravity wave. *J. Atmos. Sci.* 43, 924–939.
- Browning, K.A., 1985. Conceptual models of precipitation systems. *Weather Forecast.* 1, 23–41.
- Browning, K.A., 1997. The dry intrusion perspective of extra-tropical cyclone development. *Meteorol. Appl.* 4, 317–324. <http://dx.doi.org/10.1017/S1350482797000613>.
- Chen, F., Dudhia, J., 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Mon. Weather Rev.* 129, 569–585.
- Cronce, M., Rauber, R.M., Knupp, K.R., Jewett, B.F., Walters, J.T., Phillips, D., 2007. Vertical motions in precipitation bands in three winter cyclones. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 46, 1523–1543.
- Dudhia, J., 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.* 46, 3077–3107.
- Emanuel, K.A., 1985. Frontal circulations in the presence of small moist symmetric stability. *J. Atmos. Sci.* 42, 1062–1071.
- Ertel, H., 1942. Ein neuer hydrodynamischer wirbelsatz. *Meteorol. Z.* 59, 271–281.
- Grim, J.A., Rauber, R.M., Ramamurthy, M.K., Jewett, B.F., Han, M., 2007. High-resolution observations of the trowal-warm-frontal region of two continental winter cyclones. *Mon. Weather Rev.* 135, 1629–1646. <http://dx.doi.org/10.1175/MWR3378.1>.
- Hong, S.Y., Noh, Y., Dudhia, J., 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Mon. Weather Rev.* 134, 2318–2341.
- Hoskins, B.J., McIntyre, M.E., Robertson, A.W., 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111, 877–946. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.49711147002>.
- Houze Jr., R.A., Hobbs, P.V., Biswas, K.R., Davis, W.M., 1976. Mesoscale rainbands in extratropical cyclones. *Mon. Weather Rev.* 104, 868–878.
- James, R.P., Clark, J.H., 2003. The diagnosis of vertical motion within dry intrusions. *Weather Forecast.* 18, 825–835.
- Janjic, Z.I., 1996. The surface layer parameterization in the NCEP Eta model. *Eleventh Conference on Numerical Weather Prediction. American Meteorological Society, Norfolk, VA*, pp. 354–355.
- Johnston, E.C., 1995. Updated satellite technique to forecast heavy snow: central region. *Weather Forecast.* 10, 219–228.
- Jurewicz, M.L., Evans, M.S., 2004. A comparison of two banded, heavy snowstorms with very different synoptic settings. *Weather Forecast.* 19, 1011–1028. <http://dx.doi.org/10.1175/WAF-823.1>.
- Kain, J.S., 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *J. Appl. Meteorol.* 43, 170–181.
- Markowski, P.M., Richardson, Y.P., 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. Wiley <http://dx.doi.org/10.1002/9780470682104>.
- Mlawer, E.J., Taubman, S.J., Brown, P.D., Iacono, M.J., Clough, S.A., 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *J. Geophys. Res.* 102, 16663–16682. <http://dx.doi.org/10.1029/97JD00237>.
- Moore, J.T., Lambert, T.E., 1993. The use of equivalent potential vorticity to diagnose regions of conditional symmetric instability. *Weather Forecast.* 8, 301–308.
- Moore, R.W., Montgomery, M.T., Davies, H.C., 2008. The integral role of a diabatic rossby vortex in a heavy snowfall event. *Mon. Weather Rev.* 136, 1878–1897. <http://dx.doi.org/10.1175/2007MWR2257.1>.
- Morgan, M.C., Nielsen-Gammon, J.W., 1998. Using tropopause maps to diagnose midlatitude weather systems. *Mon. Weather Rev.* 126, 2555–2579.
- Nicosia, D.J., Grumm, R.H., 1999. Mesoscale band formation in three major northeastern United States snowstorms. *Weather Forecast.* 14, 346–368.
- Norris, J., Vaughan, G., Schultz, D.M., 2013. Snowbands over the english channel and irish sea during cold-air outbreaks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 139, 1747–1761. <http://dx.doi.org/10.1002/qj.2079>.
- Novak, D.R., Bosart, L.F., Keyser, D., Waldstreicher, J.S., 2004. An observational study of cold season-banded precipitation in northeast U.S. cyclones. *Weather Forecast.* 19, 993–1010.
- Novak, D.R., Colle, B.A., Ayyer, A.R., 2010. Evolution of mesoscale precipitation band environments within the comma head of northeast U.S. cyclones. *Mon. Weather Rev.* 138, 2354–2374.
- Petersen, S., 1936. Contribution to the theory of frontogenesis. *Geophys. Publ.* 11 (6), 1–27.
- Posada, R., García-Ortega, E., Sánchez, J.L., López, L., 2013. Verification of the MM5 model using radiosonde data from Madrid-Barajas Airport. *Atmos. Res.* 122, 174–182. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.10.018>.
- Pyle, M.E., Keyser, D., Bosart, L.F., 2004. A diagnostic study of jet streaks: kinematic signatures and relationship to coherent tropopause disturbances. *Mon. Weather Rev.* 132, 297–319.
- Reuter, G.W., Yau, M.K., 1990. Observations of slantwise convective instability in winter cyclones. *Mon. Weather Rev.* 118, 447–458.
- Rossby, C.G., 1940. Planetary flow patterns in the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 66, 68–87.
- Sánchez, J.L., Posada, R., García-Ortega, E., López, L., Marcos, J.L., 2013. A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor density by means of a ground-based microwave radiometer. *Atmos. Res.* 122, 43–54. <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2012.10.024>.
- Schultz, D.M., Knox, J.A., 2007. Banded convection caused by frontogenesis in a conditionally symmetrically, and inertially unstable environment. *Mon. Weather Rev.* 135, 2095–2110. <http://dx.doi.org/10.1175/MWR3400.1>.
- Schultz, D.M., Schumacher, P.N., 1999. The use and misuse of conditional symmetric instability. *Mon. Weather Rev.* 127, 2709–2732.
- Schumacher, R.S., Schultz, D.M., Knox, J.A., 2010. Convective snowbands downstream of the rocky mountains in an environment with conditional, dry symmetric, and inertial instabilities. *Mon. Weather Rev.* 138, 4416–4438. <http://dx.doi.org/10.1175/2010MWR3334.1>.
- Skamarock, W.C., Weisman, M.L., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., Powers, J.G., 2005. A description of the Advanced Research WRF version 2. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468 + STR.
- Thompson, G., Field, P.R., Rasmussen, R.M., Hall, W.D., 2008. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: implementation of a new snow parameterization. *Mon. Weather Rev.* 136, 5095–5115. <http://dx.doi.org/10.1175/2008MWR2387.1>.
- Tianwei, G.S.S.L.L., Songying, S., Liu, L., Baocai, H., 2009. Diagnostic analysis of an extraordinarily severe snowstorm event in Liaoning Province. *Meteorol. Sci. Technol.* 2, 012.
- Uccellini, L.W., Kocin, P.J., 1987. The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the east coast of the united states. *Weather Forecast.* 2, 289–308.
- Wang, P.Y., Hobbs, P.V., 1983. The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones X: wavelike rainbands in an occlusion. *J. Atmos. Sci.* 40, 1950–1964.
- Ware, R., Carpenter, R., Gldner, J., Liljegren, J., Nehrkorn, T., Solheim, F., Vandenbergh, F., 2003. A multichannel radiometric profiler of temperature, humidity, and cloud liquid. *Radio Sci.* 38, 8079. <http://dx.doi.org/10.1029/2002RS002856>.
- Wernli, H., Dirren, S., Liniger, M.A., Zillig, M., 2002. Dynamical aspects of the life cycle of the winter storm 'Lothar' (24–26 december 1999). *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 128, 405–429. <http://dx.doi.org/10.1256/003590002321042036>.
- Ziemiński, M.Z., Thorpe, A.J., 2000. The dynamical consequences for tropopause folding of PV anomalies induced by surface frontal collapse. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 126, 2747–2764.

MONITORING A CONVECTIVE
WINTER EPISODE OF THE IBERIAN
PENINSULA USING A
MULTICHANNEL MICROWAVE
RADIOMETER

Artículo publicado en la revista:
Journal of Geophysical Research:
Atmospheres

Gascón, E., J. L. Sánchez, S. Fernández-González, L. Hermida, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Monitoring a convective winter episode of the Iberian Peninsula using a multichannel microwave radiometer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 1565-1581, doi:10.1002/2014JD022510.

RESUMEN

El 4 de marzo de 2011, un episodio convectivo con precipitaciones de nieve afectó el centro de la Península Ibérica durante un período de 2-3 horas. En el marco del proyecto TecoAgua, se pudo registrar este episodio de convección invernal (cuyo objetivo era el estudio de las masas nubosas invernales que producen precipitación de nieve en la Sierra de Guadarrama) a partir de las medidas tomadas con un MMWR con alcance vertical de 10 km. En contraste con los radiosondeos (los cuales son lanzados cada 12 o 6 horas), los perfiles del MMWR presentan una clara ventaja a la hora de identificar riesgos meteorológicos de corta duración como son los episodios de convección invernal con nevadas. A partir de estas medidas en continuo, los autores han analizado el comportamiento de diferentes variables como la temperatura, presión en superficie, RH, contenido de agua líquida (LWC), agua líquida integrada (LWP), contenido de vapor de agua (WVC) y vapor de agua integrada (IWV) a lo largo de ese día. Estos análisis indican que se dieron las condiciones favorables para la formación de nubosidad convectiva, con suficiente aporte de humedad en niveles bajos y medios, temperaturas por debajo de 0 °C y la presencia de regiones con PI. Estas medidas en continuo también permitieron representar los perfiles skewT-logP cada 15 durante el episodio convectivo, indicando una evolución vertical del episodio que se parece a una “cremallera”, en el que los perfiles de temperatura y temperatura de rocío se “cierran” desde superficie hasta los 400 hPa y al finalizar el episodio, se vuelve a “abrir”.

Finalmente, se eligieron los 6 índices de inestabilidad más adecuados para el estudio de la convección invernal, que son *Showalter index* (SI), *Low-Topped convection index* (TQ), *Most unstable lifted index* (MULI), *Most unstable CAPE* (MUCAPE), CIN y nivel de libre convección para la MUCAPE (LFC). Cada uno de ellos se ha estudiado para evaluar su capacidad para alertar de situaciones meteorológicas que den lugar a episodios de fuertes nevadas convectivas.

RESEARCH ARTICLE

10.1002/2014JD022510

Key Points:

- A winter convective episode was analyzed using continuous measurements of a MMWR
- MMWR measurements are consistent with the WRF model simulations
- Stability indices show preconvective conditions 6 h prior to the episode

Correspondence to:

E. Gascón,
egass@unileon.es

Citation:

Gascón, E., J. L. Sánchez, S. Fernández-González, L. Hermida, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Monitoring a convective winter episode of the Iberian Peninsula using a multichannel microwave radiometer, *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 1565–1581, doi:10.1002/2014JD022510.

Received 2 SEP 2014

Accepted 18 JAN 2015

Accepted article online 26 JAN 2015

Published online 26 FEB 2015

Monitoring a convective winter episode of the Iberian Peninsula using a multichannel microwave radiometer

E. Gascón¹, J. L. Sánchez¹, S. Fernández-González², L. Hermida¹, L. López¹, E. García-Ortega¹, and A. Merino¹
¹Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, León, Spain, ²Department of Astrophysics and Atmospheric Sciences, Faculty of Physical Sciences, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, Madrid, Spain

Abstract On 4 March 2011, a heavy snowfall episode affected the central Iberian Peninsula. Under the TECOAGUA Project (aimed at the study of winter cloud masses that produce snow in the Guadarrama Mountains near Madrid), measurements using a ground-based multichannel microwave radiometer (MMWR) with vertical range 10 km recorded this episode of winter convection embedded within stratiform precipitation. In contrast to radiosondes, data retrieval from the MMWR has a clear advantage for identifying hazardous weather phenomena of short duration, such as winter convective episodes. From these continuous measurements, we analyzed the behavior of variables such as temperature, surface pressure, relative humidity, liquid water content, liquid water path, water vapor content, and integrated water vapor throughout the day. The continuous measurements also permitted construction of skew-T log-P profiles every 15 min during the convective episode, indicating vertical evolution of an event with an appearance similar to a “zipper” in which temperature and dew point temperature profiles are “closed” from the surface to 400 hPa and “reopen” at the end of the event. Finally, we selected six indices of stability most suitable for the study of winter convection, namely, the Showalter index, low-topped convection index, most unstable lifted index, most unstable convective available potential energy (MUCAPE), convective inhibition, and MUCAPE level of free convection. Each of these indices has been evaluated for their capacity to warn of meteorological conditions leading to a convective heavy snowfall event.

1. Introduction

Snowfall events over the Iberian Peninsula usually only affect mountainous areas and are associated with stratiform precipitation processes. However, though uncommon, these events sometimes produce convective snowfall. Such events lead to substantial precipitation and thereby have strong impacts, especially in large urban areas because they affect transport and communications.

It is therefore not surprising that these types of winter convective events have been studied in regions where they are more common, such as in the United States, United Kingdom, or Canada [Sanders and Bosart, 1985; Schultz and Schumacher, 1999; Nicosia and Grumm, 1999; Zhang et al., 2002; Langland et al., 2002; Novak et al., 2006; Wu et al., 2013]. Recently, following similar cases over the Iberian Peninsula at very low altitudes near the Mediterranean Sea, these events have been of interest to researchers such as Pascual and Berenguer [2003], Aran et al. [2010], and Bech et al. [2013]. Some cases in mountainous areas of the peninsula have also been investigated [Esteban et al., 2005; Gascón et al., 2015].

For these winter conditions to occur, at least three factors must be present simultaneously: low surface temperatures, a strong flow of moisture, and atmospheric instability [Nicosia and Grumm, 1999; Schultz and Schumacher, 1999].

To analyze instability in a given area, sounding analysis has traditionally been used. Vertical profiles of temperature and humidity permit evaluation of the thermodynamic state of the atmosphere over an area and thereby provide valuable information for identifying meteorological factors such as regions of potential instability (PI) or determining moisture content at various altitudes. However, the temporal and spatial resolution of these soundings does not resolve temperature and humidity changes associated with most microscale and mesoscale phenomena, which evolve on temporal scales of minutes to hours and spatial scales of 1–10 km [Knupp et al., 2009]. Radiosondes are generally launched every 6 or 12 h, and one of the

most common problems with respect to heavy convective snowfall events is the difficulty of obtaining higher temporal resolution measurements of vertical profiles, since the majority of these types of events are of short duration (no more than 2–4 h). Some authors have highlighted the difficulty of analyzing these processes, emphasizing both the short duration and lack of high spatial resolution [Sheppard *et al.*, 1991; Solheim *et al.*, 1998; Güldner and Spänkuch, 2001; Market *et al.*, 2006].

One possible option for improving the low temporal resolution of radiosondes is to use ground-based passive microwave profiling radiometers. This technology has incorporated a greater number of K- and V-band channels. In the 1980s, Hogg *et al.* [1983] used six channels, and 35 channels are used currently. This passive remote sensing system has facilitated more detailed study of convective winter events, especially those strongly influenced by topography or those known as lake-effect snowstorms [Rauber *et al.*, 1986; Reynolds and Kuciauskas, 1988; Jacobson and Nunnelee, 1996; Grecu and Olson, 2008; De-Jun *et al.*, 2012]. The continuous measurements of ground-based multichannel microwave radiometer (MMWR) permits determination of the vertical profiles of certain variables, such as liquid water content (LWC), water vapor content (WVC), relative humidity (RH) with respect to liquid water, and temperature. It also allows the acquisition of path-integrated liquid water path (LWP) and integrated water vapor (IWV).

Güldner and Spänkuch [2001] investigated the capacity of a TP/WVP 3001 microwave profiler of Radiometrics Corporation to continuously observe the thermodynamic state of the atmosphere, and they found an accuracy of temperature profiles from 0.6 K near the surface to 1.6 K at 7 km height. For water vapor density, they found an accuracy of 0.2–0.3 g m⁻³ near the surface and 0.8–1.0 g m⁻³ at altitude 2 km. These results were obtained by comparison with soundings; however, they may differ from reality because of radiometer errors. Iassamen *et al.* [2009] used radiometric profiler TP/WVP-3000 (5 K-bands and 7 V-bands manufactured by Radiometrics) data to analyze the distribution of tropospheric water vapor under different conditions, with and without clouds. They found a very good relationship with values found in the European reanalysis meteorological database. Similarly, radiometric retrievals compare well with corresponding values from operational rawinsonde data sets. Knupp *et al.* [2009] recently analyzed the capability of a Radiometrics 12-channel microwave radiometer profiler to characterize the atmosphere under various dynamic weather conditions. By selecting a set of meteorological events, the authors investigated continuous profiles of temperature and humidity, discovering a very strong relationship with ground-truth measurements. For water vapor measurements, the accuracy of IWV measurements using a dual-channel technique (around 22 and 31 GHz) has been calculated around 1 mm [Hogg *et al.*, 1983; Han and Westwater, 1995].

Some authors have discussed estimation of LWP from MMWR [Turner, 2007; Crewell *et al.*, 2009]. The consensus is that the uncertainty may be too great to be useful and can only be reduced by combination with data from other instruments [Löhnert *et al.*, 2008]. Uncertainty of LWP can reach 20–30 g m⁻² (0.02–0.03 mm). These values provide effective control over the accuracy of vertically integrated liquid water above the radiometer. However, Crewell *et al.* [2009] concluded that the number of degrees of freedom for the MMWRs signal is approximately 1, which implies no reliable information on the distribution of liquid water or LWC above the radiometer.

Currently, numerical weather prediction models are not always able to identify and/or accurately predict the aforementioned convective events. One option to improve model results is to incorporate data assimilation methods, in which the use of continuous MMWR measurements can be an important tool. Recently, Cimini *et al.* [2014] conducted a preliminary study with data assimilation from MMWRs to Numerical Weather Prediction (NWP) models, showing neutral to positive impacts on forecast skills. Before this type of data can be used, it is necessary to further analyze case studies focused on convective events, in particular atmospheric instability. To this end, some authors have made use of continuous MMWR measurements. Good examples of continuous thermodynamic measurements for our type of winter episode include Colman [1990], Ware *et al.* [2003], Chan [2009], Chan and Hon [2011], Ratnam *et al.* [2013], and Campos *et al.* [2014]. Nevertheless, the topic of summer or winter convective precipitation episodes remains an open field. Therefore, several authors have established a relationship between stability indices and risk of storm formation [Sánchez *et al.*, 2009]. The intent is to establish parameters for characterizing preconvective conditions, and although these cannot determine conditions at the onset of convection, they can help forecast convective activity [Huntrieser *et al.*, 1997; López *et al.*, 2007; Sánchez *et al.*, 2009]. Some parameters can be used in winter or summer, such as the Showalter index (SI) [Galway, 1956] or convective inhibition (CIN); others are not applicable to convective winter precipitation. For example, in some cases of heavy

snowfall, convective available potential energy (CAPE) had values near 0 J kg^{-1} [Colman, 1990]. Therefore, it is best to use other thermodynamic indices for winter, such as the low-topped convection index (TQ) [Henry, 2000], most unstable CAPE (MUCAPE) and most unstable lifted index (MULI), which have demonstrated ability for establishing preconvective conditions in certain cases of winter convection [Smith *et al.*, 2005].

On 4 March 2011, an exceptional snowstorm event affected the Madrid region of the central Iberian Peninsula. The snowfall had an unusual local intensity (an accumulation of 34 cm in 24 h was recorded at 1200 mean sea level (msl), with 43 mm liquid water equivalent). This unexpected event caused considerable damage and power outages and seriously hindered transportation systems. The maximum intensity of precipitation was between 1600 and 1800 UTC (all subsequent times are UTC). Studies have concluded that the main cause of this heavy snowfall event was a steep decline of the tropopause northwest of the peninsula, which was identified by the water vapor channel of the Meteosat Second Generation (MSG) satellite and characterized using the Weather Research and Forecasting (WRF) model [Gascón *et al.*, 2015].

The objective of this paper is analyze the continuous evolution of the heavy snowfall event using an MMWR (Radiometrics MP-3000A), through temperature, humidity, liquid water profiles, and stability indices (among others) retrieved from the radiometric measurements using radiative transfer equations and neural networks, with temporal resolution ~ 2.5 min.

The organization of this paper is as follows. Section 2 provides information on the study area and characteristics of the instrumentation. Section 3 gives an overview of conditions during the convective episode as determined by numerical modeling, which is explained in greater detail in Gascón *et al.* [2015].

A comparison of the sounding nearest the study area together with MMWR data at 0000 and 1200 is discussed in section 4. Section 5 presents analysis of continuous MMWR data, including LWP, LWC, IWV, WVC, RH, and temperature. Static stability is also analyzed in this section, using the stability indices most appropriate for continuous monitoring of winter convection. Section 6 concludes with a discussion and the most significant conclusions.

2. Databases and Methods

We used an MMWR installed on the central Iberian Peninsula [Sánchez *et al.*, 2013], which had the ability to detect the sudden appearance of convective processes affecting small regions. Thus, we were able to continuously monitor the evolution of vertical profiles of temperature and humidity. The MMWR is an MP-3000A microwave radiometer (Radiometrics, Boulder, Colorado, USA). Profiles are retrieved from a subset of 35 channels (21 K-band and 14 V-band) by means of the Stuttgart Neural Network Simulator [Solheim and Godwin, 1998; Solheim *et al.*, 1998] trained with 10 years of historical soundings from three rawinsonde stations (Denver, La Coruña, and Madrid-Barajas) with a radiative transfer model [Rosenkranz, 1998]. Although conventional soundings do not directly measure cloud liquid water, MMWR allows estimation of this parameter by determining cloud boundaries from the thermodynamic profiles and use of a theoretical cloud model. The LWC retrieval requires that the cloud boundaries (cloud base and top) are properly determined. In this case, LWP is computed by inserting clouds in regions of the sounding where the relative humidity exceeds a preset threshold value. Next, in the MMWR retrieval calculation, the cloud edge is estimated, aided by relative humidity data and the infrared sensor (which gives the cloud base height). Artificial liquid profiles for neural network training were created following the method described in Decker *et al.* [1978].

Profiles of temperature, LWC, RH, and WVC were obtained approximately every 2.5 min, along with surface temperature, humidity, and pressure data. Effective resolution of the MMWR is highest near ground level and gradually decreases with height [Cimini *et al.*, 2006]. The neural network retrieval outputs are on 58 levels, from the ground to 10 km above ground level. These begin with 50 m steps from the surface to 500 m, 100 m steps to 2 km, and 250 m steps from 2 to 10 km. Although the number of independent measurements (eigenvalues) is less than the 58 retrieved layers, the finer vertical data output provides improved displays and easier processing in subsequent data processing steps.

Brightness temperatures, surface relative humidity, temperature and barometric pressure, and cloud base height from the infrared sensor are used as inputs for neural network or regression retrievals. Instrument accuracy in sensing brightness temperatures is 0.5 K root-mean-square (RMS) [Ware *et al.*, 2003]. The radiometer design has proven reliability in areas such as the Arctic, midlatitudes, and tropics. We used an

Figure 1. Map of Guadarrama Mountains, Madrid, and radiometer and radiosonde locations.

empirical method to increase the accuracy of temperature and water vapor density measurement [Sánchez *et al.*, 2013]. The study found that temperature RMS values obtained from the empirical model at each level up to 3000 msl were around 2 K, and they exceeded 3 K upward of 9000 msl. Water vapor density RMS were around 1 g m^{-3} . After applying the empirical method, temperature uncertainty diminished because error was reduced at every level. This was especially so at higher altitudes, where RMS decreased more than 1 K. At levels up to 4500 msl, water vapor density RMS was 0.2 g m^{-3} less than those before the correction.

The MMWR is at Pinilla Reservoir (near Madrid) in the Guadarrama Mountains of the Central System mountain range, at 1150 msl elevation ($40^{\circ}56'55''\text{N}$, $3^{\circ}46'34''\text{W}$). This is about 50 km from the rawinsonde station at Madrid-Barajas (610 msl) (Figure 1). Data acquired by the MMWR were used to support part of the TECOAGUA Project (whose objectives focused on the analysis of winter cloud masses producing snow precipitation in the Guadarrama Mountains). Precipitation on the study day was snow, but this affects neither the K-band nor V-band frequencies in which MMWR operates. However, the heater blower may not be adequate to prevent snow accumulation on the radome during heavy snowfall [Kneifel *et al.*, 2010]. In this case, the event was accompanied by strong winds (Table 1) that helped prevent such snow accumulation. Moreover, the installation of a camera permitted observation of weather conditions and the

Table 1. SYNOP on 4 March 2011 at Navacerrada Station (1800 msl), Located 5 km West of Pinilla Reservoir^a

Time (UTC)	Relative Humidity	Precipitation (mm)	Observation	Wind Velocity (km h ⁻¹)	Wind Direction
06	97	2.0 (12 h)	Snow	7.4	Southeast
09	94	.	Snow	11.1	Southeast
12	94	2.0 (6 h)	Snow	11.1	South
15	100	.	Blizzard	27.8	South
18	100	11.0 (12 h)	Snow	25.9	Southeast
06 (5 March)	100	32.0 (12 h)	Blizzard	18.5	South

^aSYNOP, surface synoptic observation.

MMWR 24 h per day. During snowfall, an observer always remained in a monitoring center less than 100 m from the instrumentation, in order to monitor the situation and avoid measurement errors caused by snow accumulation.

Two methods have been used to calibrate the noise diode. The LN2 calibration method is applicable to all microwave channels but works best in the 51–59 GHz band. This calibration uses a cryogenic blackbody target. The other is the Sky Tipping (TIP) calibration method [Han and Westwater, 2000] that is only applicable to the relatively transparent K-band channels and has advantages in the 22–30 GHz band. Both methods are automatically transferred to a temperature-stabilized noise source. These calibrations are performed at the beginning, middle, and end of data acquisition campaigns (every 1 or 2 months). Surface sensors (air temperature, relative humidity, and pressure) were checked by comparing their data with those from a weather station adjacent to the MMWR.

We also used WRF mesoscale model version 3.1.1 [Skamarock *et al.*, 2005] with 27 km horizontal resolution and 98 grid points in both the east-west and north-south directions, to show a brief view of the synoptic situation. We defined 57 sigma levels with the model top at 50 hPa. Initial and boundary conditions were fixed by the National Centers for Environmental Prediction reanalysis with 1° resolution [National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce, 2000]. We used the same physical parameterizations as Gascón *et al.* [2015].

Surface synoptic observation (SYNOP) data from the Navacerrada meteorological station, 5 km from the radiometer, and brightness temperatures from the MSG 10.8 μm channel were used to contrast with WRF and MMWR data.

3. Numerical Model Analysis: An Overview

To briefly describe the synoptic-scale setting of this snow event, we first use the WRF forecast output for 4 March 2011. Figure 2 shows the evolution of selected meteorological fields at 0600 and 1800. Figures 2a and 2c show the 500 geopotential height field (20 decameter (dam) interval), saturated equivalent potential temperature (θ_{es} in K), and wind (barbs) at 300 hPa. Figures 2b and 2d show 700 hPa geopotential height (20 dam interval), RH greater than 80% (10% intervals) and wind barbs at 700 hPa.

A low-pressure center is evident over the Iberian Peninsula at both pressure levels, and a slight retrograde movement of this center from east to west can be seen (Figures 2a–2d). Evolution of the geopotential pattern was very similar at 500 and 700 hPa. There was advection of colder air from the Atlantic to the northwest of peninsula affecting the Guadarrama Mountains at middle and high altitudes (500 and 300 hPa) (Figures 2a and 2c) and airflow from the southeast at low levels (700 hPa) (Figures 2b and 2d) (as shown by the SYNOP on 4 May in Table 1), with increased temperature and humidity. This supply of warm and humid air from the southeast caused moisture concentration on the south flank of the Central System, with corresponding high RH there (Figures 2b and 2d). The wind field at 300 hPa indicates a branch of the jet stream affecting the northwestern peninsula (Figure 2a). By analyzing 2-D scalar frontogenesis at 1800 (Figure 3a), we found that frontogenesis formed at a higher isobaric level (700 hPa) than normal, which was enhanced by the branch of the upper level jet (Figure 2a).

Potential vorticity (PV) and θ_{es} fields in cross section at 1800 reveal that the dynamic tropopause, identified by water vapor images from the MSG [Gascón *et al.*, 2015], lowered to 600 hPa (Figure 3b), corresponding to

Figure 2. WRF simulation for (a) 0600 UTC and (c) 1800 UTC on 4 March. Solid black lines are 500 hPa geopotential contours at 20 dam interval, overlaid by 300 hPa wind barbs (knots), and dashed red lines of 500 hPa θ es at 2 K interval. WRF simulation for (b) 0600 UTC and (d) 1800 UTC on the same day with solid black lines of 700 hPa geopotential, wind barbs, and RH at 10% intervals (80–90%, light green; 90–100%, dark green). Black circle corresponds to location of MMWR at the surface.

the dark area of the cross section where the PV is greater than 1.5 potential vorticity unit (PVU) ($\text{PVU} = 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$). Moisture accumulation on the south side of the mountains favored the formation of potential instability (PI) regions (with negative PV). Above the position of the radiometer, a high concentration of moisture can be seen up to 400 hPa in the presence of vertical velocities greater than 80 cm s^{-1} , suggesting the release of potential instability (PI) in the form of convection.

This convection developed embedded within stratiform precipitation, as seen in Table 1, confirming that it was snowing all day, but the greatest accumulations were observed at about 1500 and at 0600 the next day. In both cases, meteorological observations indicate the occurrence of blizzards.

Two main factors acted simultaneously during the episode. First, as discussed below, orographic effects of the Guadarrama Mountains created an unstable environment by blocking moisture on their south flank. Moreover, the location of the dry intrusion helped develop and intensify a frontogenetic process, which was an instability-triggering mechanism in the form of deep convection [Gascón *et al.*, 2015].

Figure 4 shows vertical profiles of temperature and dew point temperature. Those from the radiosonde site at Madrid-Barajas airport are shown by blue lines, and those from the MMWR at Pinilla Reservoir are in red. The Madrid-Barajas site is in a flat area, whereas the MMWR is in a mountainous area. These are separated by ~50 km. Since different methods of measurement are used (Lagrangian point sampling for the radiosonde and fixed volume measurement for the radiometer), small differences always exist [Knupp *et al.*, 2009]. The representation in Figures 4a and 4b permits comparison of the temperature profiles at 0000 and 1200 on 4 March 2011. The MMWR profiles were derived by calculating the mean of profiles obtained 15 min before and after 0000 and 1200. That is, we took the mean values of all profiles from the MMWR between 2345 on 3 March and 0015 on 4 March, plus between 1145 and 1215 on the latter date.

Figure 4a shows strong agreement between profiles of the MMWR and profiles of the radiosonde at 0000. This is consistent with the similar meteorological conditions at both locations. However, at 1200, the sounding at Madrid-Barajas showed strong instability and high moisture content from low to upper levels (900–450 hPa), whereas the MMWR only showed high RH at low levels. Clearly, differences between the temperature and humidity profiles in Figure 4b are not only attributable to the different measurement methods but also to the different weather conditions at the two sites. The Madrid-Barajas radiosonde shows wind from the southeast through 600 hPa, as indicated by the WRF model at low levels (Figure 2b) and the SYNOP (Table 1). Therefore, at 1200, the advection of warm, moist air could have been affecting the flat area near the radiosonde and the area around the MMWR, but with less intensity.

5.1. Three-Dimensional Temperature and Relative Humidity

Figure 5 shows time series of temperature ($^{\circ}\text{C}$) (Figure 5a) and RH (Figure 5b) in the lowest 10 km, derived from MMWR measurements during the study day. Continuous profiles allow recognition of the principal convective episode between 1600 and 1800 on 4 March 2011. Rapid vertical development of the snowstorm is apparent, and there was tremendous growth in the vertical extent of RH greater 80%, which corresponds with the top of the cloud mass, according to [Ware *et al.*, 2003]. Using this criterion, the observed cloud top ascends from 2 to 6 km in 30 min. This suggests that updraft strength reached $\sim 2 \text{ m s}^{-1}$. The observed cloud top ascent could have also been from horizontal advection of clouds that prompted convergence of moist air at low levels. Although we were unable to make measurements, this value is similar to that found by other authors under similar conditions. Using a 915 MHz Doppler wind profiler, Counce *et al.* [2007] found

Figure 4. Radiosonde data at (a) 0000 UTC and (b) 1200 UTC on 4 March 2011. Red lines correspond to MMWR temperature (right) and dew point temperature profiles (left); blue lines are the same, but data from radiosonde at Madrid-Barajas. Wind barbs are only for the radiosonde.

updrafts on the order of $1\text{--}2\text{ m s}^{-1}$ in winter cyclones, in one case attaining 6.7 m s^{-1} . In our analysis with the mesoscale WRF model, a maximum vertical velocity greater than 0.8 m s^{-1} was identified during the event (Figure 3b), which suggests underestimation. Beginning at 1500 and particularly between 1600 and 1800, there were changes in the temperature profiles from the surface to 6 km, increasing the temperature by $1\text{--}3^\circ\text{C}$ in that layer (Figure 5a). Before 1500 but after approximately 0700, there were peaks or sudden variations in both the temperature and humidity profiles (Figures 5a and 5b). Using surface data from the MMWR location, we depict the evolution of pressure and temperature throughout the day on 4 March 2011 (Figure 6). Surface temperature rose progressively beginning at 1200, from -2°C to nearly 2°C at 2200. Surface pressure had no clear trend; there were two decreases and two rises during the day. This could be a result of the storm center being located over the study area, which may explain the continuous falls and rises of pressure (Figure 2). However, it is notable that one of the pressure minima on 4 March was

Figure 5. (a) Continuous temperature profiles in °C and (b) RH in % with respect to water for 0000 through 2200 UTC on 4 March 2011.

contemporaneous with the observed convection initiation (1600), at about 890 hPa. Likewise, the strongest pressure rise all day was between 1600 and 1800, with a less pronounced temporal change after.

5.2. Convective Event: Skew-T Log-P Evolution

Figure 7 shows the vertical profiles 1 h before convection was observed, during the heavy snowfall, and 1 h later. During the convective episode, profiles are shown every 15 min (Figures 7c–7g), except between 1630 (Figure 7d) and 1715 (Figure 7e) during which the profiles were very similar. Each is an average of profiles 5 min before and 5 min after the given time, to avoid instantaneous measurement errors.

Figures 7a and 7b show a profile of moisture saturation at the lowest levels (to 800 hPa at 1500) and near saturation to 700 hPa at 1600. These figures also show that there was 100% RH to nearly the 550 hPa level at 1615 (Figure 7c) (coinciding with the start of convection and minimum surface pressure) and to 400 hPa at 1630 and 1715 (Figures 7d and 7e). At the 400 hPa level, temperature was -35 to -45°C . Studies of heavy

Figure 6. Time series of surface parameters at Pinilla Reservoir, from 0000 to 2200 UTC on 4 March 2011. Time advances from left to right. Parameters are surface temperature ($^{\circ}\text{C}$, red curve) and surface pressure (hPa, black curve).

Figure 7. Skew-T log-P of radiometer data at (a) 1500 UTC, (b) 1600 UTC, (c) 1615 UTC, (d) 1630 UTC, (e) 1715 UTC, (f) 1730 UTC, (g) 1745 UTC, and (h) 1800 UTC on 4 March 2011. Temperature (red lines); dew point (blue lines). Vertical color bar on the right of temperature profiles indicates type of stability according to lapse rate: blue = stability, green = conditionally unstable, and red = unstable.

snowfall have shown similar radiosonde results during winter convection [Baxter *et al.*, 2004; Market *et al.*, 2007]. From 1600 to 1630, there was moisture ascent from 700 hPa to 400 hPa. This ascent of moisture to upper levels was probably attributable to horizontal convergence of moist air masses at low levels [Gascón *et al.*, 2015]. During this period, the moisture reached middle and upper levels, joining the temperature and

Figure 8. Evolution of cloud top temperature every 15 min, obtained via 10.8 μm channel of MSG satellite from 0000 to 2200 UTC on 4 March 2011.

dew point temperature profiles as if “closing a zipper” on the Skew-T diagram. Beginning at 1730 (Figure 7f), this zipper configuration began to open again, creating a profile very similar to that observed at convective initiation. At that time, RH significantly decreased up to 600 hPa (Figure 7g), causing this reopening. At 1800 (Figure 7h), saturation disappeared, with only a saturated layer around 700 hPa persisting, signaling the dissipation of convection.

These observations are consistent with results of the cross section in Figure 3a from the WRF model. In that figure, there is a significant vertical drop of the tropopause above the MMWR site, down to 600 hPa. As a result, convective cloud formed there (as analyzed by relative humidity respect to ice (RH_{ice})), reaching altitudes to 400 hPa, as seen in Figures 7d and 7e.

To the right of each sounding, there are color bars indicating the stability at each height (blue = stability; green = conditionally unstable; red = unstable). Between 1500 and 1615 (Figures 7a–7c), there was a thin layer of instability and conditional instability at the surface. Above this and up to 800 hPa, a thicker stable layer was predominant in all three profiles. However, between 800 and 700 hPa, a layer of conditional instability reappeared, once again dominating the stability above. During the ensuing period of convection, this instability spread to higher levels as seen in Figures 7d and 7e. The layer of conditional instability between 700 and 800 hPa reappeared once the convection ended (Figure 7h). In a case observed by *Bech et al.* [2013], radiosonde data showed no deep unstable layer, but an increase of potential instability at low levels that helped trigger a convective episode. The start of convection was estimated via observation of increased moisture at upper levels in the radiometer profiles, as well as by observers who detected increased intensity of snowfall relative to previous hours.

Longwave infrared channels (10–13 μm) can be used to estimate cloud top temperature [Ellrod and Bailey, 2007]. In our case, data from the 10.8 μm channel of the MSG were used to this end, taking the Parallax effect into account because the convective clouds were of great height. Thus, it was found that cloud tops fluctuated between -15 and -25°C at 1400, subsequently rose very sharply to between -35 and -37°C , and remained at these temperatures until about 1800 (Figure 8). This approximates well temperatures in the soundings of Figure 7. These were between -35 and -40°C at 400 hPa during the hours of observed convection, which corresponded to the height below which RH was 100% (Figure 3b). The rising and falling cloud top temperature measured by the MSG throughout the day indicates the onset of convection embedded in stratiform clouds likely driven by convergence of moist air masses at low levels.

5.3. Three-Dimensional Liquid Water and Water Vapor

Figure 9 shows concentrations of LWC (Figure 9a) and WVC (Figure 9b) as vertical profiles throughout the day of 4 March. Analogously, Figure 10 displays continuous measurements of LWP and IWV. It is important to note that given the measurement limitations of liquid water using the ground-based radiometer, the results presented below are merely descriptive, given the available resources. The results are compared with relevant ones from other studies.

Figure 9. Microwave profiling radiometer retrievals on 4 March 2011 from 0000 to 2200 UTC. (a) Time-height cross sections of LWC (g m^{-3}) according to linear color scales at right. The y axes show height in kilometers above ground. (b) The same as Figure 9 but depicts WVC (g m^{-3}).

Figure 6 shows an increase in surface temperature beginning at 0200, associated with the flow of warm, moist air from the southeast, consistent with data in Table 1 and the simulations of Figure 2. The surface temperature at that time remained less than 0°C , consistent with the snow recorded up to that time. Beginning at 0900 and coinciding with variations in temperature from the surface to 6 km height (Figure 5a), there were LWC peaks up to ~ 2 km height (Figure 9a). In the hours before the observation of convection, the temperature profiles in Figures 7a and 7b reveal a stable layer (blue color bar on right side of the temperature profiles) around the 800 hPa level, which hampered the development of convection above it. For this reason, LWC peaks were only observed at low levels (Figure 9a).

Beginning at 0900, a progressive increase in WVC at the surface and aloft was evident (Figure 9b), with values in excess of 4 g m^{-3} . Figure 10 shows IWV values $0.7\text{--}1 \text{ cm}$ throughout the day, except 1600–1800

Figure 10. Time series from 0000 to 2200 UTC on 4 March 2011. In black is shown the total amount of cloud liquid water (LWP; mm); in red is shown integrated water vapor (IWV; cm) in the atmospheric column above the radiometer. X axis corresponds to UTC time.

during the convection, when it reached more than 1.75 cm. This water vapor inflow could have been ingested during the snowfall period via the growth of cloud droplets by diffusion and/or deposition of vapor on the hydrometeors in solid phase, through the Bergeron-Findeisen process [Wang, 2013].

As previously mentioned, LWP evolution throughout the day of 4 March showed peaks, especially after 0900 (Figure 10). These peaks persisted during the convection, following a pattern similar to that prior to it. The vertical extent of these peaks is seen in the LWC evolution (Figure 9), in which 0.35 g m^{-3} values were reached near 2 km height (where temperatures were around -20°C). Authors such as Knupp *et al.* [2009] have observed LWP and IWV values very similar to those observed herein during the period in which we observed stratiform precipitation in the form of snow. They found LWP between 0.14 and 0.35 mm and IWV values between 0.5 and 0.7 cm during their observation of a stratiform snowfall episode.

At the time the convective episode was first observed (1600), we began to see a significant change in both the vertical LWC and WVC distributions (Figure 9). Whereas WVC increased until about 1800, reaching maxima greater than 5 g m^{-3} up to 2–2.5 km heights, LWC decreased at low levels (below 2 km). Choullarton and Perry [1986] observed that because snowfall is much more intense in a convective episode than in one lacking convection, it is possible that a riming process occurs as snowflakes fall together with supercooled water droplets, causing them to merge and reduce LWC values in the vertical profiles. In a study of snowfall in mountainous areas, Lamraoui *et al.* [2013] indicated that during such a process, supercooled droplets are in an unstable thermodynamic state with respect to the solid hydrometeor phase, because they have a higher vapor pressure. Further, Castellano *et al.* [2004] suggested that a decrease in LWC at low and middle levels is produced by the Bergeron-Findeisen process, in which supercooled droplets tend to evaporate. Our case study is consistent with the proposals of these authors because there was an inflow of water vapor from the surface to upper levels, which is involved in the mechanisms of precipitation formation as snow. It is interesting in Figure 10 how the IWV changed abruptly at the onset of convection, from 0.9 to nearly 1.8 cm, owing to the moisture supply near the surface. This coincided with a peak of LWP around 0.6 mm, with barely any noticeable variation in the hours before and after (Figure 10). Changes of LWC vertical distribution during the convective episode became more evenly distributed, reaching heights greater than 2 km, although total LWP did not vary significantly.

Sheppard *et al.* [1991] took MMWR measurements during various winter storm events in Canada, finding values similar to those found in our study. They identified LWP as much as 1.5 mm and IWV around 1.5–2 cm upon convective initiation. Nevertheless, authors such as Campos *et al.* [2014] have stressed that given the lack of a proper reference, the accuracy and skill of radiometry estimates for liquid water profiles remain unknown. Consequently, we have given here only an overview of LWP and LWC for a specific snowstorm case.

5.4. Analysis of Stability Indices

To analyze conditions before convective initiation, it is useful to determine certain thermodynamic indices from the vertical MMWR profiles. We therefore chose the SI, TQ, MULI, MUCAPE, CIN, and level of free convection (LFC) for the MUCAPE (Figures 11 and 12). MULI, MUCAPE, and CIN have been used for snowstorm episodes Smith *et al.* [2005]. The TQ proposed by Henry [2000] is similar to the Total Totals (TT) index, but the usual interpretation of TT overestimates instability in cool air masses [Henry, 2000]. Henry suggested $\text{TQ} = 12$ as a threshold for unstable events and $\text{TQ} = 17$ for wet adiabatic profiles, since this permits recognition of embedded convection. $\text{TQ} > 17$ indicates the potential for significant embedded low-topped convection and is therefore effective for detecting preconvective conditions favorable to snowstorm initiation.

MUCAPE has been widely used as a variation on CAPE in studies of winter convection [Moore *et al.*, 1998; Schultz and Knox, 2007]. This index represents the total potential energy available to the most unstable air parcel within the lowest 300 hPa, while being lifted to its LFC. Authors such as Doswell and Rasmussen [1994] and Williams [1991] asserted that MUCAPE has some advantages over CAPE, since it is more appropriate for storms that develop within an unstable air mass above a stable surface layer. In this case, the virtual temperature correction was applied when calculating MUCAPE [Doswell and Rasmussen, 1994].

Figures 11 and 12 depict the evolution of the stability indices on 4 March. Through 0800, $4 < \text{SI} < 9$ and $3 < \text{MULI} < 7$ (Figure 11) suggest low potential for convection [Showalter, 1953; Galway, 1956]; CIN was $6\text{--}13 \text{ J kg}^{-1}$ and MUCAPE $< 100 \text{ J kg}^{-1}$ (Figure 12), and these values persisted through 1000–1100. The

Figure 11. Data of SI, TQ, and MULI from MMWR at 15 min intervals, from 0000 to 2200 UTC on 4 March 2011.

TQ index, however, remained between 14 and 17 (Figure 11), which as already mentioned indicates the potential formation of elevated convection, though not within stratiform clouds. Consequently, from a thermodynamic standpoint, the meteorological conditions were unfavorable for convection. In the preconvective period of the next 3 h (0800–1100), TQ increased (to 17), SI was less than 4, MULI dropped between 3 and 1 (Figure 11), and MUCAPE varied strongly but peaked at 250 J kg^{-1} (at 1100). CIN declined to 0 J kg^{-1} (Figure 12). Schumacher *et al.* [2010] found instability regions with MUCAPE near 200 J kg^{-1} in some snowstorm cases. For LFC with respect to MUCAPE, through 0900 (Figure 12) it remained nearly constant levels between 800 and 850 hPa, below the stability layer detected in the continuous soundings (Figure 7). Later, beginning at 1100, these levels descended (900 hPa) and remained there with minor fluctuations until 1500. Paddock *et al.* [2009] analyzed preconvective conditions using stability indices derived from radiosondes nearest convective cloud formations. They found a close relationship between a decline of the LFC and cloud thickness. The authors noted that if the LFC is near the surface, convection is more easily triggered because there are no stable layers below to impede such convection. We found that 6 h before the episode, there was an increase in MUCAPE, a CIN reduction to nearly 0 J kg^{-1} (lower values of which facilitate stronger release of MUCAPE), and a decline of the LFC. These all represent conditions favorable for the triggering of convection.

Figure 12. Data of MUCAPE (J kg^{-1}), CIN (J kg^{-1}), and LFC (hPa) from MMWR at 15 min intervals, from 0000 UTC to 2200 UTC on 4 March 2011.

The behavior of the stability indices during the winter convection episode can be divided into four periods. The first corresponds to the fall of stratiform precipitation until 0800, at which time no stability index indicates conditions favorable for convective development. The second period, which we call preconvective, began at 0900 for the SI, TQ, and MULI indices and was 1000–1100 for MUCAPE, CIN, and LFC. For that period, index values indicate high potential for the formation of convection. In the third or convective period the indices return to indicate low convective potential. This could be attributable to the release of accumulated instability from 1500 to 1800. However, few studies have shown the behavior of the stability indices during the convective period. *Doswell et al.* [1996] pointed out that the ingredients necessary to produce convection can be modified by the evolution of convection once the event begins; therefore, this is merely an observation in this particular event. Finally, there was a fourth period from 1800 to 2400, in which the indices had values similar to those during the preconvective period. Remarkably, no new convection was observed during this period. In Figure 5 at 1800 in *Gascón et al.* [2015] we see an area of convergence at low levels and divergence at high levels, which aided the development of convection. The presence of low-level divergence and high-level convergence a few hours after the convective episode (not shown) would not be favorable for convective development. Although the instability indices suggest a strong potential for convective development, there was no trigger mechanism to release the convective instability.

6. Conclusions

We analyzed a winter convective episode affecting the Madrid area (particularly the Guadarrama Mountains), using continuous measurements of an MMWR. This episode was generated by various meteorological factors, which were studied using the mesoscale WRF model. A mass of warm, moist air was blocked by the topography on the south side of the mountain range. This, together with a decline of the tropopause to levels approaching 600 hPa, formed an environment with high potential instability, which helped block moisture from south of the mountains at upper levels. Frontogenesis together with the topographic configuration helped trigger convection embedded within stratiform clouds, with updrafts reaching 80 cm s^{-1} in WRF simulations and 100% RH to the 400 hPa level.

Continuous tracking of vertical profiles during the convective event showed how moisture blocked at low levels was lifted, until the temperature and dew point profiles closed. When the convective event ended, these vertical profiles “opened” from top to bottom, with the appearance of a zipper. Using data from the $10.8 \mu\text{m}$ MSG channel, we confirmed that cloud top temperatures identified by the MMWR profiles and by satellite were very similar.

At the same time, continuous profiles of temperature, RH, LWC, and LWP showed peak values at low and middle levels, which suggests small bursts of convection prior to the heavy snowfall episode but a low-level stable layer hampered convective development. However, between 1600 and 1800, RH up to 100% was observed to 8 km height, along with increased IWV and WVC at low and middle levels during the convective period. Precipitation accumulation in the form of snow during this period was confirmed by SYNOP data.

We also studied the continuous evolution of certain instability indices. These are widely used to characterize preconvective summer conditions but are not commonly applied in winter. Therefore, such indices have many limitations for use in winter convection events. We used six indices: TQ, SI, MULI, CIN, MUCAPE, and LFC. From their analysis, four different periods were distinguished on the study day. The first period had stratiform precipitation, with indices suggesting low potential for convective development. Second period was a preconvective period, 4–6 h before the event, with high potential of convective development. Then there was a convective period of 3 h duration in which the indices once again indicated a low likelihood of convection and cloud development was observed through upper levels. Finally, there was another period of preconvective conditions, but horizontal divergence at low levels and convergence at upper levels did not allow trigger convection.

We presented here an analysis of a single case study of a winter convective episode. We found evidence of preconvective conditions through 6 h prior to the episode, as shown by both moisture and temperature analysis and stability indices most suitable to the study of winter convection. Such continuous measurements are critical in these types of episodes, since radiosondes do not provide data at high temporal resolution. The measurements could substantially improve identification and warnings to within a few hours of episode onset. In this paper, we have portrayed behaviors of various continuously monitored variables.

Nevertheless, we must emphasize that this is a single case study, and generalizations cannot be made about all convective winter episodes. Finally, the location and meteorological factors involved this event must be taken into account.

Acknowledgments

Data to support this article are from the Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, Spain. To request the data, please contact with Estíbaliz Gascón (egass@unileon.es). This paper was supported by the following grants: TECOAGUA, Micrometeo.com (IPT-310000-2010-22), and Granimetro project (CGL2010-15930); LE220A11-2 and LE003B009, awarded by the Junta de Castilla y León and MINECO. S. Fernández-González acknowledges grant support from the FPU program (AP 2010-2093). We thank three anonymous reviewers for their contributions in improving this article. Special thanks to Steven Hunter and Analisa Weston. We would like to thank Canal de Isabel II for the facilities used to install the MMWR.

References

- Aran, M., T. Rigo, J. Bech, C. Brucet, and E. Vilaclara (2010), Analysis of the hazardous low-altitude snowfall, 8th March 2010, in Catalonia, paper presented at 12th Plinius Conference on Mediterranean Storms, Plinius Conference Abstracts 2, Plinius12-77, Corfu, Greece, 1–4 Sept.
- Baxter, M. A., S. Ng, C. E. Graves, and J. T. Moore (2004), Winter storm forecasting as a two-step process: The 26–27 November 2001 snowstorm, paper presented at 84th American Meteorological Society (AMS) Annual Meeting, Am. Meteorol. Soc., Seattle, Wash., pp. 2497–2504.
- Bech, J., N. Pineda, T. Rigo, and M. Aran (2013), Remote sensing analysis of a Mediterranean thundersnow and low-altitude heavy snowfall event, *Atmos. Res.*, 123, 305–322, doi:10.1016/j.atmosres.2012.06.021.
- Campos, E. F., R. Ware, P. Joe, and D. Hudak (2014), Monitoring water phase dynamics in winter clouds, *Atmos. Res.*, 147, 86–100, doi:10.1016/j.atmosres.2014.03.008.
- Castellano, N. E., E. E. Avila, and C. P. R. Saunders (2004), Theoretical model of the Bergeron-Findeisen mechanism of ice crystal growth in clouds, *Atmos. Environ.*, 38(39), 6751–6761, doi:10.1016/j.atmosenv.2004.09.003.
- Chan, P. W. (2009), Performance and application of a multi-wavelength, ground-based microwave radiometer in intense convective weather, *Meteorol. Z.*, 18(3), 253–265, doi:10.1127/0941-2948/2009/0375.
- Chan, P. W., and K. K. Hon (2011), Application of ground-based, multi-channel microwave radiometer in the nowcasting of intense convective weather through instability indices of the atmosphere, *Meteorol. Z.*, 20(4), 431–440, doi:10.1127/0941-2948/2011/0276.
- Choullarton, T. W., and S. J. Perry (1986), A model of the orographic enhancement of snowfall by the seeder-feeder mechanism, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112(472), 335–345, doi:10.1002/qj.49711247204.
- Cimini, D., T. J. Hewison, L. Martin, J. Güldner, C. Gaffard, and F. S. Marzano (2006), Temperature and humidity profile retrievals from ground-based microwave radiometers during TUC, *Meteorol. Z.*, 15(1), 45–56, doi:10.1127/0941-2948/2006/0099.
- Cimini, D., et al. (2014), A data assimilation experiment of temperature and humidity profiles from an international network of ground-based microwave radiometers, paper presented at 13th Specialist Meeting on Microwave Radiometry and Remote Sensing of the Environment, MicroRad 2014, pp. 81–84.
- Colman, B. R. (1990), Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part II: Organization and instability mechanisms, *Mon. Weather Rev.*, 118(5), 1123–1144.
- Crewell, S., K. Ebell, U. Löhnert, and D. D. Turner (2009), Can liquid water profiles be retrieved from passive microwave zenith observations?, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L06803, doi:10.1029/2008GL036934.
- Cronce, M., R. M. Rauber, K. R. Knupp, B. F. Jewett, J. T. Walters, and D. Phillips (2007), Vertical motions in precipitation bands in three winter cyclones, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 46(10), 1523–1543, doi:10.1175/JAM2533.1.
- De-Jun, L., T. Ren-Mao, X. Yu-Chun, L. Cao, C. Ying-Ying, and X. Gui-Rong (2012), Analysis on a short-time snowstorm weather in Wuhan based on variety of monitor data, *Plateau Meteorol.*, 31(5), 1386–1392.
- Decker, M. T., E. Westwater, and F. Guiraud (1978), Experimental evaluation of ground-based microwave radiometric sensing of atmospheric temperature and water vapor profiles, *J. Appl. Meteorol.*, 17(12), 1788–1795.
- Doswell, C. A., III, and E. N. Rasmussen (1994), The effect of neglecting the virtual temperature correction on CAPE calculations, *Weather Forecasting*, 9(4), 625–629.
- Doswell, C. A., III, H. E. Brooks, and R. A. Maddox (1996), Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology, *Weather Forecasting*, 11(4), 560–581.
- Ellrod, G. P., and A. A. Bailey (2007), Assessment of aircraft icing potential and maximum icing altitude from geostationary meteorological satellite data, *Weather Forecasting*, 22(1), 160–174, doi:10.1175/WAF984.1.
- Esteban, P., P. D. Jones, J. Martin-Vide, and M. Mases (2005), Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees, *Int. J. Climatol.*, 25(3), 319–329, doi:10.1002/joc.1103.
- Galway, J. G. (1956), The lifted index as a predictor of latent instability, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 37, 528–529.
- Gascón, E., J. L. Sánchez, D. Charalambous, S. Fernández-González, L. López, E. García-Ortega, and A. Merino (2015), Numerical diagnosis of a heavy snowfall event in the center of the Iberian Peninsula, *Atmos. Res.*, 128, 250–263, doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.001.
- Greco, M., and W. S. Olson (2008), Precipitating snow retrievals from combined airborne cloud radar and millimeter-wave radiometer observations, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47(6), 1634–1650, doi:10.1175/2007JAMC1728.1.
- Güldner, J., and D. Spänkuch (2001), Remote sensing of the thermodynamic state of the atmospheric boundary layer by ground-based microwave radiometry, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 18(6), 925–933.
- Han, Y., and E. R. Westwater (1995), Remote sensing of tropospheric water vapor and cloud liquid water by integrated ground-based sensors, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 12(5), 1050–1059.
- Han, Y., and E. R. Westwater (2000), Analysis and improvement of tipping calibration for ground-based microwave radiometers, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 38(3), 1260–1276, doi:10.1109/36.843018.
- Henry, N. L. (2000), A static stability index for low-topped convection, *Weather Forecasting*, 15(2), 246–254.
- Hogg, D. C., F. O. Guiraud, J. B. Snider, M. T. Decker, and E. R. Westwater (1983), A steerable dual-channel microwave radiometer for measurement of water vapor and liquid in the troposphere, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22(5), 789–806.
- Huntrieser, H., H. H. Schiesser, W. Schmid, and A. Waldvogel (1997), Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland, *Weather Forecasting*, 12(1), 108–123.
- Iassanov, A., H. Sauvageot, N. Jeannin, and S. Ameur (2009), Distribution of tropospheric water vapor in clear and cloudy conditions from microwave radiometric profiling, *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 48(3), 600–615, doi:10.1175/2008JAMC1916.1.
- Jacobson, M. D., and W. M. Nunnelee (1996), Performance evaluation of a spinning flat reflector for millimeter-wave radiometry, in *International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, vol. 3, pp. 1678–1680, IEEE, Lincoln, Nebr., doi:10.1109/IGARSS.1996.516768.
- Kneifel, S., U. Löhnert, A. Battaglia, S. Crewell, and D. Siebler (2010), Snow scattering signals in ground-based passive microwave radiometer measurements, *J. Geophys. Res.*, 115, D16214, doi:10.1029/2010JD013856.
- Knupp, K. R., R. Ware, D. Cimini, F. Vandenbergh, J. Vivekanandan, E. Westwater, T. Coleman, and D. Phillips (2009), Ground-based passive microwave profiling during dynamic weather conditions, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 26(6), 1057–1073, doi:10.1175/2008JTECHA1150.1.

- Lamraoui, F., G. Fortin, R. Benoit, J. Perron, and C. Masson (2013), Atmospheric icing severity: Quantification and mapping, *Atmos. Res.*, **128**, 57–75, doi:10.1016/j.atmosres.2013.03.005.
- Langland, R. H., M. A. Shapiro, and R. Gelaro (2002), Initial condition sensitivity and error growth in forecasts of the 25 January 2000 East Coast snowstorm, *Mon. Weather Rev.*, **130**(4), 957–974.
- Löhnert, U., S. Crewell, O. Krasnov, E. O'Connor, and H. Russchenberg (2008), Advances in continuously profiling the thermodynamic state of the boundary layer: Integration of measurements and methods, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **25**(8), 1251–1266, doi:10.1175/2007JTECHA961.1.
- López, L., E. García-Ortega, and J. L. Sánchez (2007), A short-term forecast model for hail, *Atmos. Res.*, **83**(2–4), 176–184, doi:10.1016/j.atmosres.2005.10.014.
- Market, P. S., et al. (2006), Proximity soundings of thundersnow in the central United States, *J. Geophys. Res.*, **111**, D19208, doi:10.1029/2006JD007061.
- Market, P. S., R. L. Ebert-Cripe, and M. Bodner (2007), Case study of a long-lived thundersnow event, *Natl. Weather Dig.*, **31**, 103–120.
- Moore, J. T., A. C. Czarnetzki, and P. S. Market (1998), Heavy precipitation associated with elevated thunderstorms formed in a convectively unstable layer aloft, *Meteorol. Appl.*, **5**(4), 373–384.
- National Centers for Environmental Prediction, National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce (2000), NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999, Research Data Archive at the National Center for Atmospheric Research, Computational and Information Systems Laboratory, Boulder, Colo., doi:10.5065/D6M043C6.
- Nicosia, D. J., and R. H. Grumm (1999), Mesoscale band formation in three major northeastern United States snowstorms, *Weather Forecasting*, **14**(3), 346–368.
- Novak, D. R., J. S. Waldstreicher, D. Keyser, and L. F. Bosart (2006), A forecast strategy for anticipating cold season mesoscale band formation within eastern U.S. cyclones, *Weather Forecasting*, **21**(1), 3–23, doi:10.1175/WAF907.1.
- Paddock, M. J., C. E. Graves, and J. T. Martinelli (2009), Investigating preconvective synoptic and frontal heavy rainfall atmospheric settings utilizing proximity soundings, in *23rd Conference on Hydrology*, Am. Meteorol. Soc., Phoenix, Ariz.
- Pascual, R., and A. C. M. Berenguer (2003), Analysis of a strong snowstorm in Catalonia on December 2001, in *Proceedings of the 31st Conference on Radar Meteorology*, Seattle, US, 6–12 August 2003, pp. 882–884, Am. Meteorol. Soc., Seattle, Wash.
- Ratnam, M. V., Y. D. Santhi, M. Rajeevan, and S. V. B. Rao (2013), Diurnal variability of stability indices observed using radiosonde observations over a tropical station: Comparison with microwave radiometer measurements, *Atmos. Res.*, **124**, 21–33, doi:10.1016/j.atmosres.2012.12.007.
- Rauber, R. M., L. O. Grant, D. X. Feng, and J. B. Snider (1986), The characteristics and distribution of cloud water over the mountains of northern Colorado during wintertime storms. Part I: Temporal variations, *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **25**(4), 468–488.
- Reynolds, D. W., and A. P. Kuciauskas (1988), Remote and in situ observations of Sierra Nevada winter mountain clouds: Relationships between mesoscale structure, precipitation and liquid water, *J. Appl. Meteorol.*, **27**(2), 140–156.
- Rosenkranz, P. W. (1998), Water vapor microwave continuum absorption: A comparison of measurements and models, *Radio Sci.*, **33**(4), 919–928, doi:10.1029/98RS01182.
- Sánchez, J. L., J. L. Marcos, J. Dessens, L. López, C. Bustos, and E. García-Ortega (2009), Assessing sounding-derived parameters as storm predictors in different latitudes, *Atmos. Res.*, **93**(1–3), 446–456, doi:10.1016/j.atmosres.2008.11.006.
- Sánchez, J. L., R. Posada, E. García-Ortega, L. López, and J. L. Marcos (2013), A method to improve the accuracy of continuous measuring of vertical profiles of temperature and water vapor density by means of a ground-based microwave radiometer, *Atmos. Res.*, **122**, 43–54, doi:10.1016/j.atmosres.2012.10.024.
- Sanders, F., and L. F. Bosart (1985), Mesoscale structure in the Megalopolitan snowstorm of 11–12 February 1983. Part I: frontogenetical forcing and symmetric instability, *J. Atmos. Sci.*, **42**(10), 1050–1061.
- Schultz, D. M., and J. A. Knox (2007), Banded convection caused by frontogenesis in a conditionally, symmetrically, and inertially unstable environment, *Mon. Weather Rev.*, **135**(6), 2095–2110, doi:10.1175/MWR3400.1.
- Schultz, D. M., and P. N. Schumacher (1999), The use and misuse of conditional symmetric instability, *Mon. Weather Rev.*, **127**(12), 2709–2732.
- Schumacher, R. S., D. M. Schultz, and J. A. Knox (2010), Convective snowbands downstream of the rocky mountains in an environment with conditional, dry symmetric, and inertial instabilities, *Mon. Weather Rev.*, **138**(12), 4416–4438, doi:10.1175/2010MWR3334.1.
- Sheppard, B. E., R. E. Stewart, G. A. Isaac, and T. B. Low (1991), Nonlinear optimal estimation of temperature and integrated water vapor and liquid using a ground-based microwave radiometer in coastal winter storms, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **8**(6), 812–825.
- Showalter, A. K. (1953), A stability index for thunderstorm forecasting, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **34**(6), 250–252.
- Skamarock, W. C., M. L. Weisman, J. B. Klemp, J. Dudhia, D. O. Gill, D. M. Barker, W. Wang, and J. G. Powers (2005), A description of the advanced research WRF version 2, *NCAR Tech. Note NCAR/TN-468+STR*, NCAR, Boulder, Colo.
- Smith, L. L., B. Pettegrew, C. J. Melick, and P. S. Market (2005), Investigating stability evolution of two winter storms using mobile GAUS data, in *21st Conference on Weather Analysis and Forecasting/17th Conference on Numerical Weather Prediction*, Am. Meteorol. Soc., Washington, D. C.
- Solheim, F., and J. R. Godwin (1998), Passive ground-based remote sensing of atmospheric temperature, water vapor, and cloud liquid water profiles by a frequency synthesized microwave radiometer, *Meteorol. Z.*, **7**(6), 370–376.
- Solheim, F., J. R. Godwin, E. R. Westwater, Y. Han, S. J. Keilm, K. Marsh, and R. Ware (1998), Radiometric profiling of temperature, water vapor and cloud liquid water using various inversion methods, *Radio Sci.*, **33**(2), 393–404, doi:10.1029/97RS03656.
- Turner, D. D. (2007), Improved ground-based liquid water path retrievals using a combined infrared and microwave approach, *J. Geophys. Res.*, **112**, D15204, doi:10.1029/2007JD008530.
- Wang, P. K. (2013), *Physics and Dynamics of Clouds and Precipitation*, 467 pp., Cambridge Univ. Press, New York.
- Ware, R., R. Carpenter, J. Liljegren, T. Nehrkorn, F. Solheim, and F. Vandenberghe (2003), A multichannel radiometric profiler of temperature, humidity, and cloud liquid, *Radio Sci.*, **38**(4), 4410–4413, doi:10.1029/2002RS002856.
- Williams, E. (1991), Comments on: "Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I: A Climatology", *Mon. Weather Rev.*, **119**(10), 2511–2513.
- Wu, M. R., B. J. Snyder, R. Mo, A. J. Cannon, and P. I. Joe (2013), Classification and conceptual models for heavy snowfall events over east Vancouver Island of British Columbia, Canada, *Weather Forecasting*, **28**, 1219–1240, doi:10.1175/WAF-D-12-00100.1.
- Zhang, F., C. Snyder, and R. Rotunno (2002), Mesoscale predictability of the "surprise" snowstorm of 24–25 January 2000, *Mon. Weather Rev.*, **130**(6), 1617–1632, doi:10.1175/1520-0493(2002)130<1617:MPOTSS>2.0.CO;2.

Part II

PRECIPITACIONES CONVECTIVAS CON GRANIZO

INTRODUCCIÓN

5.1 Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de granizo

Los sistemas convectivos que desarrollan tormentas con granizo dependen principalmente de procesos a gran escala que desarrollen una estructura termodinámica adecuada y, posteriormente, los procesos de mesoescala actúan básicamente en el comienzo o disparo de la convección ([Doswell III, 1987](#)). Por lo tanto, debe estar presente un ambiente sinóptico favorable con el objetivo de que los mecanismos de mesoescala inicien eficientemente un proceso convectivo.

5.1.1 Aspectos sinópticos

La clasificación sinóptica de los patrones favorables a la convección en una determinada región ha sido un tema muy tratado entre los meteorólogos. Los patrones atmosféricos a escala sinóptica y su relación con la meteorología local es una cuestión importante, ya que desempeñan un papel fundamental en la ocurrencia de granizadas a través de su efecto controlado en la formación de regímenes termodinámicos locales ([Sioutas y Flocas, 2003](#)).

Como destacaron [Changnon y Changnon \(2000\)](#), en general, en cualquier lugar del mundo el granizo puede ser formado de dos maneras diferentes: 1) a partir de tormentas generadas por sistemas de mesoescala de gran extensión y a menudo de naturaleza frontal, y 2) a partir de tormentas convectivas localizadas cuyo origen ha sido influenciado por características fisiográficas cercanas, como son grandes extensiones de agua o una masa de aire inestable

5.1. Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de granizo

y que ayudan al desarrollo de tormentas aisladas con componente eléctrico y granizo.

Desde el inicio de los estudios de granizo, diversos autores destacaron la existencia de 3 condiciones que teóricamente se necesitan siempre para que se pueda formar una tormenta con granizo. Estas condiciones serían, como ya se destacó al inicio de este trabajo, abundante humedad a niveles bajos, inestabilidad atmosférica y un mecanismo de disparo que ayude a liberar la inestabilidad (Skaggs, 1980; Doswell III, 1987; Kunz *et al.*, 2009). En muchas ocasiones, los dos primeros factores los aportan directamente los patrones sinópticos, mientras que el mecanismo de disparo se desarrolla frecuentemente a nivel mesoescalar. Algunos estudios destacan también la importancia de la presencia de cizalladura vertical del viento en niveles altos (Skaggs, 1980), aunque otros autores puntualizaban que la presencia de cizalladura no es un requisito imprescindible, aunque aumentaría las posibilidades de formación de granizo (Das, 1962).

El primer estudio que trató ampliamente las configuraciones sinópticas de tormentas en el oeste de Europa, fue escrito por Carlson y Ludlam (1968). Estos autores identificaron el llamado “penacho español”, el cual era una característica importante a escala sinóptica para promover la formación de tormentas severas en esta región (Morris, 1986). Este aire, relativamente seco y cálido, tiene su formación en la meseta española, en los niveles de entre 700 y 900 hPa. Este aire es advechado por el Atlántico hacia el norte sobre el Golfo de Vizcaya y Francia, donde se acumulan grandes cantidades de vapor de agua en la capa límite, ya que el “penacho español” actúa como una capa de inversión que evita la convección profunda. Sobre este “penacho”, se crean altos niveles de inestabilidad estática potencial. Si existe algún mecanismo de forzamiento, este podrá levantar el aire por encima de esa capa hasta el nivel de libre convección.

Posteriormente, Alonso *et al.* (1994), establecieron un triángulo definido entre las ciudades de Zaragoza, Teruel y Lérida, donde, a partir de análisis de la vorticidad potencial y la posición de las bajas en superficie, encontraron que suceden la mayoría de las tormentas durante los meses de verano. Por otra parte, Font (1983) basando sus estudios en análisis de mapas sinópticos, atribuye el desarrollo de tormentas en ese área a la liberación de inestabilidad latente por el fuente calentamiento de la superficie. Este autor afirma que, además, la topografía juega un papel fundamental en el desarrollo de la

Figura 5.1: Medias de las variables sinópticas para los clusters 4 y 5. En la columna de la izquierda encontramos los campos del cluster 4 y en la de la derecha del cluster 5. Los campos atmosféricos representados son, de arriba a abajo: geopotencial (gpm) a 500 hPa, temperatura (K) a 500 hPa, geopotencial (gpm) a 850 hPa, temperatura (K) a 850 hPa y humedad relativa (%) a 850 hPa. Imagen adaptada de [García-Ortega et al. \(2011\)](#).

5.1. Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de granizo

convección cuando existe aire frío a niveles medios y altos de la troposfera.

Estudios más recientes han conseguido definir los patrones sinópticos más importantes en el cual se desarrollan las tormentas de granizo en el MEV (García-Ortega *et al.*, 2011). Estos autores seleccionaron 5 variables sinópticas características en la formación de este tipo de episodios convectivos, que son: altura geopotencial, temperatura y humedad relativa al nivel de 850 hPa y altura geopotencial y temperatura a 500 hPa, y los aplicaron a 260 días de tormentas de granizo acontecidas entre mayo y septiembre en el período del 2001 al 2008. Así, haciendo uso de la técnica de PCA y un análisis cluster a partir de datos de reanálisis del NCEP, obtuvieron 5 configuraciones sinópticas clave para el desarrollo de granizo en el MEV. Una de las conclusiones más significativas de este estudio fue que la mayoría de tormentas se desarrollan entre 2 tipos de clusters (clusters 4 y 5), cuya configuración sinóptica es muy similar y se caracteriza por la presencia de una baja tanto a niveles altos como bajos, centrada en el norte de la Península Ibérica. La humedad relativa a 850 hPa alcanza sus valores máximos en el norte de España. En ambos grupos, el origen de las tormentas está asociada con la parte frontal de la vaguada en la zona de máxima vorticidad ciclónica. Según destacan estos autores, la diferencia entre ambas configuraciones sinópticas reside en la localización de la caída del granizo en superficie. Así, cuando la vaguada está centrada en el centro de la península, las tormentas se localizan al este, mientras que si está centrada al oeste, entonces las tormentas se localizarán al oeste del MEV (Figura 5.1).

La siguiente configuración sinóptica más frecuente que encontraron estos autores suele desarrollarse en los meses de junio y julio. Ésta se caracteriza por la ausencia de aire frío a niveles altos, encontrando una dorsal a la altura de 500 hPa, y en 850 hPa una advección cálida procedente de África. La mayor parte de la humedad relativa en 850 hPa se concentra en el noreste de la Península. En concreto, las tormentas con esta configuración se suelen desarrollar al suroeste del MEV, donde la dorsal a 500 hPa presenta menos influencia. A pesar de la existencia de esta dorsal, la advección cálida de África junto con el levantamiento de aire forzado al cruzar el Sistema Ibérico, es posible que favorezca la formación de tormentas de granizo intenso, que normalmente suelen ser aisladas.

Por último, los dos clusters restantes no serían muy frecuentes en verano, ya que las configuraciones sinópticas en las que se ven envueltas no son ca-

racterísticas de la zona ni de esa época del año (García-Ortega *et al.*, 2011).

5.1.2 Aspectos mesoescalares

Como destacábamos al inicio de esta sección, los procesos mesoescalares juegan un papel fundamental en las tormentas con granizo, especialmente a la hora de producir el mecanismo de disparo de la convección. Houze (1993), destacó el forzamiento orográfico como uno de los principales mecanismos de disparo de la convección. Esto es debido a que la orografía puede producir desviaciones del flujo de viento en niveles bajos, formando líneas de convergencia (Watanabe y Ogura, 1987). Las discontinuidades del flujo de calor sensible y latente que se producen en lugares donde existen diferentes tipos de superficie terrestre, también podrían actuar como mecanismo de disparo a nivel mesoescalar (Merino *et al.*, 2012).

Otro tipo de procesos que influyen en la meteorología del granizo serían los procesos advectivos. Los frentes derivados del flujo de salida de la convección, los levantamientos de aire en la parte delantera de los frentes fríos (Carbone, 1982), así como las brisas marinas, pueden actuar como mecanismos de disparo de la convección. Otros procesos, llamados dinámicos, como las ondas de gravedad (Uccellini, 1975), también se relacionan con el inicio de la convección.

Algunos estudios realizados en el MEV, basados en simulaciones numéricas, han demostrado la importancia de la formación de estructuras a mesoescala en asociación con la configuración topográfica en el desarrollo de tormentas con granizo en ese área. Romero *et al.* (2001) y Tudurí *et al.* (2003) demostraron la importancia de la aparición de meso-bajas térmicas en el MEV y la influencia de la topografía en los patrones de viento para potenciar el desarrollo de sistemas convectivos con tormentas severas. Más adelante, García-Ortega *et al.* (2007), demostraron el papel clave que tiene la orografía aplicándolo a una fuerte tormenta de granizo ocurrida en el 2003.

Más recientemente, García-Ortega *et al.* (2012) y Merino *et al.* (2012) vieron necesario realizar un estudio más profundo de los factores mesoescalares que influían en la ocurrencia de granizo en el MEV, especialmente de aquellos episodios que causaban mayor pérdida económica, y relacionarlos con los patrones sinópticos encontrados en el estudio de García-Ortega *et al.* (2011). El primero de ellos hizo uso del modelo mesoescalar MM5 (*5th Generation of*

5.1. Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de granizo

Figura 5.2: Resultados medios para cada cluster en las variables: vapor de agua entre 1000 y 700 hPa (WVFD), índice de inestabilidad convectiva (CI), humedad específica a 850 hPa (Q₈₅₀) y flujo de viento a 850 hPa (F₈₅₀). Imagen adaptada de [Merino et al. \(2012\)](#).

University-National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model), mientras el segundo utilizó el modelo WRF. Sin embargo, las variables utilizadas para su estudio fueron las mismas: divergencia del vapor de agua entre 1000 y 700 hPa (WVFD), índice de inestabilidad convectiva (CII), humedad específica a 850 hPa (Q_{850}) y flujo de viento a 850 hPa (F_{850}). Según destacan los autores, su intención al elegir estas variables fue que cumplieran las condiciones necesarias para el desarrollo de la convección descritas por [Johns y Doswell III \(1992\)](#): inestabilidad térmica, suficiente humedad en niveles medios y bajos, y la presencia de velocidades verticales ascendentes. Siguiendo la metodología de [García-Ortega et al. \(2011\)](#), [Merino et al. \(2012\)](#) aplicaron la técnica de PCA y el análisis cluster a partir de modelización numérica de 100 días de tormentas con granizo entre 2001 y 2010. Así, encontraron 4 configuraciones mesoescalares principales (Figura 5.2), los cuales se correlacionaban bastante bien con las medidas de precipitación registradas. Haciendo un resumen de los resultados que obtuvieron, encontramos que la distribución de las precipitaciones en el MEV siguen 4 patrones diferentes:

1. Las tormentas se forman en el extremo este de la región de estudio, principalmente en los Pirineos y Sierra de Gúdar. La entrada del viento fuerte de NW en el Valle del Ebro conocido como “Cierzo” inhibió la convección en esa zona. Las tormentas registradas en este grupo presentaban una severidad alta con alta probabilidad de granizo.
2. Se caracteriza por formación de tormentas principalmente en los sistemas montañosos, sin alcanzar los valles. Las tormentas no son severas y, en general, la probabilidad de formación de granizo es baja. La presencia de baja CII, añadida a las bajas concentraciones de humedad por presencia de vientos del suroeste, hacen que solamente puedan desarrollarse tormentas en las áreas montañosas donde existen ascensos de aire forzados.
3. Esta es la configuración más frecuente de formación de tormentas en el área. Provoca extensas áreas de precipitaciones con granizo, desde los Pirineos hasta el Sistema Ibérico. Los episodios de convección suelen dar comienzo fuera de las áreas montañosas, debido a la intensidad de CII que permite los ascensos del aire sin necesidad de forzamientos orográficos.
4. Finalmente, la cuarta configuración es muy similar a la anterior, sin em-

5.1. Meteorología asociada a precipitaciones convectivas en forma de granizo

bargo, el viento advecta del sureste transportando la humedad y la inestabilidad hacia el oeste. Las tormentas se extienden al oeste del Sistema Ibérico, con altas probabilidades de granizo.

Es importante destacar que, tanto los patrones sinópticos establecidos por [García-Ortega et al. \(2011\)](#) como los patrones mesoescalares desarrollados por [Merino et al. \(2012\)](#) han asentado las bases del capítulo 6 de esta tesis donde se establecerán los patrones que siguen las tormentas de granizo en este área, pero esta vez a nivel termodinámico.

5.1.3 Estudios previos de tormentas con granizo en el Valle Medio del Ebro

El MEV es una de las zonas de Europa con mayor número de casos de fenómenos convectivos severos ([Font, 1983](#)). [Sánchez et al. \(1999\)](#) destacan que estas tormentas generalmente son de tipo “base de nube cálida” y que la mayoría de ellas se pueden clasificar como multicelulares, mientras que las supercélulas formarían parte del 3 % de todos los casos ([Castro et al., 1992](#)). Durante varios años, numerosos investigadores destacaron el papel fundamental que jugaban en la ocurrencia de estos episodios, tanto la topografía y la inestabilidad latente que se liberaba debido al fuerte calentamiento de la superficie ([Font, 1983](#)), como a la formación de sistemas de meso-bajas en el área del Mediterráneo ([Ramis et al., 1999](#); [Romero et al., 2001](#); [Tudurí et al., 2003](#)).

Las causas, consecuencias, patrones de formación y herramientas de predicción de las tormentas con granizo en el MEV, comenzaron a estudiarse alrededor de los años 90 debido a las graves consecuencias socioeconómicas que causaban, especialmente en la agricultura. Las primeras investigaciones se centraron en la detección de los factores sinópticos y mesoescalares desarrollados en diferentes casos de estudio, centrándose en aquellos casos donde el tamaño de granizo y las consecuencias del mismo habían sido más severas. Así, [Romero et al. \(2001\)](#) estudiaron el caso de las inundaciones del 7 de agosto de 1996 provocadas por fuertes tormentas en el área de Pirineos, las cuales causaron diversas muertes y severos daños en el área de Biescas tras haber caído 200 mm en un período de 2 h. [Tudurí et al. \(2003\)](#) utilizaron datos del *European Centre for Medium-Range Weather Forecast* (ECMWF) para estudiar la tormenta del 14 de julio de 2001 en el que, entre otros daños, 2980 ha de frutales fueron destruidas en el área de Lérida tras caer piedras de granizo

de hasta 3 cm de diámetro. Años más adelante, [García-Ortega et al. \(2007\)](#) realizaron un profundo estudio a partir del modelo numérico MM5 sobre una de las tormentas más severas en esa región de los últimos años. La tormenta del 16 de agosto de 2003 registró en el área de Alcañiz (provincia de Teruel) una cantidad de precipitación acumulada mayor de 115 mm en 3 h, así como piedras de granizo mayores de 12 cm. Por último, cabe destacar el trabajo de [Ceperuelo et al. \(2006\)](#), en el cual se estudió un episodio donde un sistema multicelular provocó caídas de granizo mayores de 3 cm, produciendo daños a más de 3850 ha de cultivos. Estos autores hicieron uso del mismo modelo numérico que los autores anteriores, junto con el estudio de imágenes radar del episodio.

El radar meteorológico ha sido siempre una de las herramientas más importantes para estudiar la formación y evolución de las tormentas severas. Autores como [San Ambrosio et al. \(2007\)](#), [López y Sánchez \(2009\)](#), [Ceperuelo et al. \(2009\)](#) y [Sánchez et al. \(2003\)](#), centraron sus esfuerzos en obtener nuevos recursos y algoritmos a partir de estos datos y poder predecir de manera más eficaz las tormentas de granizo en el MEV. Cabe destacar el papel del trabajo de [López y Sánchez \(2009\)](#) en esta mejora, ya que creó un algoritmo aplicable al software TITAN ([Dixon y Wiener, 1993](#)) del radar del MEV, a partir del cual se puede hacer una selección binaria de ocurrencia de granizo SI/NO en tiempo real. Este algoritmo, conocido como *Nowcasting Model for the Detection of Hailstorms* (NMDH), presenta una probabilidad de detección de granizo superior al 85 % mientras que las falsas alarmas están alrededor del 13 %.

Para la validación de los datos radar ha sido muy importante la colaboración de más de 700 observadores distribuido por toda la región del MEV y resto de Aragón, así como la presencia de granizómetros estratégicamente situados para obtener datos lo más homogéneos posibles. El estudio en profundidad de los datos obtenidos a partir de los granizómetros, nos puede aportar mucha información sobre las características del granizo y su distribución en el espacio. En este aspecto, cabe destacar el estudio de [Sánchez et al. \(2009a\)](#) para la mejora de la calibración y la caracterización del espectro de tamaños de granizo en las tormentas del MEV y otras regiones.

Centrándonos en las características termodinámicas de las tormentas con granizo, en el MEV se realizaron grandes esfuerzos en estudiarlas a partir de sus índices de estabilidad asociados. Para ello, los estudios se han focalizado

durante la última década en crear diferentes algoritmos a partir de regresiones logísticas binarias que nos permitan distinguir de la manera más eficaz posible la ocurrencia o no ocurrencia de precipitaciones con granizo. [Sánchez et al. \(2003\)](#), [López et al. \(2007\)](#) y [Sánchez et al. \(2009b\)](#) utilizaron una combinación de índices de estabilidad para crear ecuaciones logísticas predictoras a partir de datos de radiosondeos.

En los últimos años, los avances en la comprensión de los patrones de comportamiento sinópticos y mesoescalares en las precipitaciones convectivas con granizo en el MEV han sido importantes. Como ya se describió anteriormente en este trabajo, [García-Ortega et al. \(2011\)](#) aplicaron la técnica del PCA junto con un análisis cluster para identificar, en este caso, los patrones sinópticos de las granizadas en el MEV. [Aran et al. \(2011\)](#), por su parte, realizaron un estudio muy similar con la misma técnica para las tormentas con granizo en Lérida, un área muy cercana al MEV. Por otra parte, [Merino et al. \(2012\)](#), aplicaron similares técnicas, pero en su caso para la obtención de los patrones mesoescalares.

Finalmente, destacar que los estudios más recientes se han centrado, por una parte, en el desarrollo de nuevos algoritmos de identificación de granizo con otros instrumentos como el satélite MSG ([Merino et al., 2014](#)), y por otra parte, al estudio climatológico y tendencias de las tormentas de granizo a largo plazo ([García-Ortega et al., 2014](#)).

5.2 Área de estudio

El MEV, atravesado por el río Ebro, es una depresión del terreno que recorre varias Comunidades Autónomas (Figura 5.3). Se encuentra ubicado en la parte nordeste de la Península Ibérica y está rodeado por sistemas montañosos como los Pirineos (al norte) o el Sistema Ibérico (al sur). La zona de estudio cuenta con una extensión de alrededor de 50000 km². Prácticamente todo el área corresponde a la Comunidad Autónoma de Aragón y parte de la provincia de Lérida (Cataluña). Este área está comprendida entre los paralelos 39°51' y 42°55' de latitud N y los meridianos 2°06' de longitud O y 0°44' de longitud E.

El relieve de Aragón se caracteriza por la heterogeneidad, ya que presenta una gran variedad de formas de relieve con fuertes contrastes topográficos,

una constitución geológica compleja y una distribución climática particular. En Pirineos, los puntos más altos se encuentran por encima de los 3000 m, mientras que la altura media por la que circula el río Ebro en el MEV es de 150-300 m.

Figura 5.3: Área de estudio en el Valle Medio del Ebro (MEV) y alrededores. La flecha negra indica el alcance radial del radar de banda C situado en Zaragoza.

El MEV se encuentra abierto al mar Mediterráneo por su lado este, aunque esa salida se encuentra parcialmente bloqueada por una cordillera muy cercana a la costa. En general, representa una cuenca muy cerrada donde las masas de aire penetran desde el oeste ó noroeste a través de un estrecho paso cerca del Golfo de Vizcaya, o desde el este-sureste atravesando las regiones más bajas de salida hacia el Mediterráneo. Los sistemas montañosos principales, en especial los Pirineos, bloquean los flujos de humedad desde el océano Atlántico forzándose así, la canalización de los vientos por el MEV. Estos vientos, más frescos, en contraste con el calentamiento de las masas de aire en superficie del MEV, provocan que la velocidad del viento aumente a lo largo de su recorrido provocando vientos y rachas muy fuertes conocidas como “Cierzo”. Por

otra parte, las perturbaciones sobre el Mediterráneo son capaces de introducir aire húmedo hacia el MEV. Por ambas situaciones, en general en esta región, si el viento dominante viene de noroeste los vientos serán fríos y secos, mientras que si proceden del sureste estos serán cálidos y húmedos.

5.3 Predicción de tormentas con granizo

Las latitudes medias son las regiones más ampliamente afectados por las tormentas con granizo en los meses de verano, representando este fenómeno un alto riesgo, especialmente para las infraestructuras y la agricultura. En los últimos años, el alto coste social y el impacto económico de los eventos de precipitación de granizo se ha traducido en un crecimiento del interés para la obtención de pronósticos cada vez más precisos. [Romero *et al.* \(1998\)](#) destacaron en su estudio que, la combinación del estado sinóptico de la atmósfera asociado a eventos de precipitación convectiva severa y a la fuerte influencia de la topografía, hace que sea posible utilizar la predicción de modelos de mesoescala para la mejora de las previsiones. En los últimos 10 años, el uso generalizado de este tipo de modelos en la predicción del tiempo nos ha proporcionado un conocimiento más detallado de las relaciones existentes entre los ambientes sinópticos, los factores desencadenantes de convección a mesoescala en una región en particular y las consecuencias que ambos tienen sobre las características espaciales de los patrones de precipitación ([García-Ortega *et al.*, 2012](#)).

5.3.1 El modelo mesoescalar WRF en la predicción de granizo

Las características generales del modelo WRF ya han sido descritas en el Bloque I de esta Memoria, por lo que en este apartado nos centraremos en destacar el papel de este y otros modelos mesoescalares en las predicción de tormentas severa con granizo.

Las tormentas severas a menudo son muy reducidas o localizadas en el tiempo y en el espacio, lo que dificulta su predicción. A pesar de ello, esto no implica que siempre, a mayor resolución y parametrizaciones físicas más complejas o realistas tengamos detalles espaciales más precisos, o que la cuantificación de la precipitación sea mejor, especialmente cuando estamos hablando de episodios convectivos ([Weisman *et al.*, 1997](#); [Romero *et al.*, 2001](#)). Algunos

autores han sugerido que sería más deseable dedicar los recursos computacionales para crear diferentes herramientas de predicción, por ejemplo utilizando predicción mediante *ensembles* o conjuntos, en lugar de dedicar continuamente los esfuerzos a un aumento de la resolución y recursos del modelo con la esperanza de obtener una sola predicción exacta (Brooks *et al.*, 1995).

Otros autores han destacado las ventajas de modelos mesoescalares para la predicción de este tipo de episodios. En concreto, Stensrud y Fritsch (1994) y Stensrud *et al.* (1999) mostraron explícitamente la gran importancia de una buena representación de los flujos en niveles bajos para una predicción satisfactoria de los eventos de convección profunda, especialmente en los casos en que el forzamiento a escala sinóptica no está bien definido. Estas características de mesoescala deberán incorporarse adecuadamente en las condiciones iniciales del modelo mesoescalar si ya se han producido al inicio del período de predicción, o los modelos deberán de ser capaces de generar estos procesos con suficiente precisión temporal y espacial durante la simulación.

Sin embargo, en zonas que presentan un terreno complejo como el MEV, la asimilación de datos a mesoescala en su inicialización o la creación de predicción por conjuntos, podría no ser siempre necesaria, ya que en estas regiones muchos de los flujos mesoescalares surgen de una relación determinista entre el flujo a escala sinóptica y la orografía (Colle y Mass, 1996; Mass y Kuo, 1998). En este trabajo, el modelo WRF será tratado de forma determinista debido a la explicación que dan estos autores. Un ejemplo de una imagen de salida del modelo WRF la podemos ver en la Figura 5.4.

A la hora de elegir la resolución horizontal adecuada para la predicción de estos eventos, Bélair *et al.* (1994) y Kuo *et al.* (1997) demostraron que las resoluciones horizontales de las rejillas entre 2 y 5 km sería un límite suficiente. Por otro lado, Cheng y Cotton (2004) y Guichard *et al.* (2004), establecieron que 4 km podría ser una forma adecuada para resolver bien los procesos que interactúan en las tormentas severas.

García-Ortega *et al.* (2011) realizaron un estudio con esta resolución y otras resoluciones horizontales, combinando las simulaciones con diferentes parametrizaciones para el modelo MM5 con una resolución máxima de 4 km. Su objetivo era encontrar las parametrizaciones que mejor explicaban las precipitaciones registradas en un conjunto de casos de estudios de tormentas severas, y encontrar también la resolución horizontal más adecuada para su predicción. Así, concluyeron que el esquema de humedad que más se adecua-

Figura 5.4: Campo de la precipitación acumulada en la mitad norte de la Península Ibérica a partir del modelo WRF.

ba era el esquema Goddard y Kain-Fritsch para cúmulos. Estos esquemas por lo tanto, serán aplicados para este bloque de la Memoria, en este caso para el modelo WRF.

Finalmente, cabe destacar que, aunque la resolución horizontal del modelo no sea tan alta, las parametrizaciones físicas pueden ayudar a solventar el problema de resolución de algunos procesos físicos como la convección mediante la aplicación de parametrizaciones. Así, con una resolución horizontal por debajo de 5 km, no sería necesaria la aplicación de una parametrización de resolución de cúmulos, ya que la dinámica del modelo WRF lo resuelve explícitamente. Sin embargo, con resoluciones menores a estas, las parametrizaciones sí serían necesarias para una correcta predicción del episodio.

5.4 Datos observados

En cuanto a la observación del granizo y las tormentas de granizo, tenemos que diferenciar dos tipos de datos: 1) los datos observados mediante sensores remotos a tiempo real que nos permitirán realizar un seguimiento de la tormenta y, 2) los datos medidos “in situ” en la superficie que nos permitirán registrar la caída del granizo en una región determinada.

El segundo apartado corresponde a lo que se conoce como datos “verdad terreno”. Estos datos nos aportarán las características de precipitación en el

suelo, de forma que podrán servir tanto para el estudio de la climatología del granizo en un área concreta como para validar y calibrar instrumentos de medida o analizar riesgos de las compañías de seguros.

5.4.1 Verdad Terreno

Dentro de estos datos de “verdad terreno”, vamos a destacar dos técnicas principales que han sido utilizadas en nuestro área de estudio principalmente para la validación de datos radar: la red de observadores y los granizómetros.

- **Red de observadores:** las redes de observadores pueden aportarnos información acerca de la existencia de granizo sobre una determinada zona, además de proporcionar datos válidos referentes a la hora de la granizada y los tamaños de las piedras de granizo. [Donaldson \(1990\)](#) destaca cómo los primeros estudios sobre granizo realizados con datos radar utilizaban una red de observadores voluntarios para validarlos. [Changnon \(1971\)](#) sugiere que a pesar de tratarse de datos subjetivos, estos pueden dar resultados muy coherentes a la hora de correlacionarlos con diferentes parámetros del granizo y los daños en los cultivos. En la Tabla 5.1 se muestran las equivalencias de tamaños de granizo utilizadas por la red de observadores.

Tamaño observado	Tamaño de granizo equivalente
Lenteja	0.5 cm
Garbanzo	0.5 cm - 1.5 cm
Avellana o cereza	1.5 cm - 2 cm
Nuez	2 cm - 3 cm
Mayor que nuez	3 cm

Tabla 5.1: Equivalencias de tamaño utilizadas en la interpretación de los datos obtenidos a partir de los observadores meteorológicos. Fuente: [López \(2003\)](#).

Actualmente, el área de estudio del MEV y alrededores cuenta con una red de más de 700 observadores, los cuales han aportado información muy valiosa para calibrar y validar los datos y algoritmos del radar que el GFA tiene instalado en la provincia de Zaragoza.

- **Granizómetros:** un “granizómetro”¹⁰ es un instrumento de medida del granizo, originalmente desarrollado por [Schleusener y Jennings \(1960\)](#).

¹⁰*hailpad* en inglés

Figura 5.5: Muestra de un granizómetro impactado con granizo y tintado posteriormente. Las marcas blancas son los impactos de granizo que han quedado después del tintado. La banda del medio presenta los impactos de calibración.

Hoy en día, este instrumento está fabricado generalmente de styrofoam y consiste en una placa sobre la cual el granizo impacta y deja una huella en la superficie del panel (Figura 5.5). Los granizómetros se colocan sobre un soporte metálico (Figura 5.6) en el exterior y a partir de las marcas del granizo se pueden estudiar variables tales como el número de impactos por metro cuadrado, la distribución de tamaños de las piedras, la energía cinética o la masa de hielo por unidad de área. Actualmente, es uno de los métodos más eficaces de medida del granizo en superficie, aunque no está ausente de errores, ya que los datos pueden verse afectados durante la calibración (Lozowski *et al.*, 1978; Vento, 1978), debido al solapamiento de varias granizadas en un mismo granizómetro, o la consideración de impactos que no proceden del granizo (Gertzman y Atlas, 1977; Vento y Morgan, 1980).

5.4.2 Sensores remotos

En cuanto al seguimiento y análisis de tormentas mediante sensores remotos, destacan dos sistemas principales: los satélites meteorológicos y el radar meteorológico. Las imágenes de satélites meteorológicos permiten obtener información del entorno en que se desarrollan las tormentas severas. Algunos estudios han conseguido desarrollar diferentes herramientas o algoritmos para

Figura 5.6: Granizómetro situado en el campo sobre la base de aluminio.

detectar posibles núcleos de precipitaciones con granizo mediante el satélite MSG ([Sánchez et al., 2003](#); [Merino et al., 2014](#)). Sin embargo, en este caso nos vamos a centrar en el uso del radar meteorológico ya que es el que hemos utilizado en este bloque de la Memoria.

5.4.2.1 Radar meteorológico

El radar (del inglés *Ranging Detection And Ranging*) meteorológico es un sensor remoto que nos permite obtener información de objetos que se encuentran a una determinada distancia. Este sensor remoto es del tipo activo, ya que emite una onda electromagnética, la cual rebota en el objeto (llamado “blanco”) y el radar capta la energía reflejada o dispersada por dicho objeto, conocida como “eco”. Inicialmente, los radares fueron diseñados para el ejército, ya que tenían la capacidad de seguir y detectar objetos aéreos y navales ([Burgess y Ray, 1986](#)), pero en los años 40, al observar que se detectaban ecos cuando existía precipitación, se comenzaron a utilizar también con fines meteorológicos.

Para poder obtener información del blanco, es necesario conocer la diferencia entre la energía emitida por el radar y recibida posteriormente. Para ello, se ha desarrollado la *ecuación del radar meteorológico*:

$$Pr = \frac{C|K|^2Z}{r^2} \quad (5.1)$$

En esta ecuación, Pr es la potencia recibida (media), C es una constante que depende de las características del radar, r es la distancia a la que se sitúan los blancos y K y Z son factores propios de los dispersores. Este factor Z es el *factor de reflectividad* radar que consiste en la suma de los diámetros (D) a la sexta potencia de todos los blancos que dispersan la energía transmitida en la unidad de volumen muestreada. La ecuación consiste en:

$$Z = \sum_{i=1}^n D_i^6 \quad (5.2)$$

Dado que el tamaño de las gotas de lluvia suele medirse en milímetros y el volumen normalmente se expresa en metros cúbicos, el factor de reflectividad del radar se expresa en mm^6m^{-3} .

Por lo tanto, la potencia recibida depende tanto de las características del radar como de las características del blanco de observación (Battan, 1973).

Un radar meteorológico está formado siempre por 3 componentes principales: un transmisor, una antena y un receptor. Los transmisores y receptores de radar suelen colocarse juntos, de manera que el transmisor emite el haz de ondas electromagnéticas a través de una antena que concentra las ondas en un haz coherente apuntando en la dirección deseada. La antena capta la energía contenida en dicha señal y la envía al receptor. Mediante un proceso de amplificación y tratamiento informático, el receptor del radar genera una señal en el dispositivo de visualización.

- **Transmisor:** se encarga de generar impulsos cortos de energía en la zona de radiofrecuencias (microondas), y uno de los más usados es de tipo *magnetron*. Posteriormente, el *modulador* mantiene las ondas cierto tiempo y el *sincronizador* las vuelve a emitir con la misma frecuencia.
- **Antena:** estas microondas consiguen pasar del transmisor hasta la antena mediante la *guía de ondas*. La radiación emitida generalmente se concentra en un haz de radar (de entre 1° y 2° de ancho) mediante esta antena. Se supone que esta energía emitida debería concentrarse en un lóbulo, conocido como principal, aunque en realidad siempre apare-

cen pequeños lóbulos secundarios a su alrededor.

- **Receptor:** se encarga de recoger la energía que viene de vuelta una vez ha “chocado” con los hidrometeoros. El receptor amplifica esta energía y la convierte de señal de microondas a señal de baja frecuencia, la cual podrá ser relacionada con las propiedades y distribuciones de las gotas.

En función de la polarización del haz de los radares, estos se pueden clasificar en convencionales (no polarizados) y polarimétricos. Centrándonos en los radares convencionales, los más frecuentes son los de las bandas X, C y S. Los radares de banda X no son muy adecuados para el estudio del granizo, ya que sufren una fuerte atenuación del factor de reflectividad. Los radares de banda C sufren esta atenuación, aunque en menor medida y se caracterizan por una longitud de onda cercana a 5 cm. Los radares de la banda S son los mejores para poder identificar granizo, con una longitud de onda de unos 10 cm, sin embargo suelen ser excesivamente caros. Los radares de la banda C presentan la ventaja de tener una longitud de onda menor, por lo que pueden detectar antes las regiones de las tormentas con hidrometeoros de tamaños precipitables, pero sin embargo los de la banda S tienen mayor potencia y menor atenuación.

Por otra parte, los radares polarimétricos son capaces de detectar la geometría, orientación y fase de los hidrometeoros ([Scanari et al., 2006](#)), con lo que se podría diferenciar gotas de lluvia frente al granizo. Sin embargo, estos radares son muy caros, por lo que se suele recurrir a crear diferentes algoritmos a partir de datos radar convencionales, que nos permitan distinguir la caída de granizo frente a las gotas de lluvia ([Merino, 2012](#)).

- **Radar del GFA**

El radar utilizado en este estudio es un radar de la banda C, con longitud de onda de unos 5 cm, propiedad del GFA de la Universidad de León (Figura 5.7). Está situado en la Base Aérea Militar de Zaragoza y tiene un alcance de unos 140 km. Las características más importantes de este radar se presentan en la Tabla 5.2.

La localización de este radar se eligió teniendo en cuenta algunos aspectos importantes. El primero es que el alcance nominal del radar es de 150 km, por lo que se seleccionó el mejor emplazamiento para poder observar todo el área

Figura 5.7: Antena del radar meteorológico de la banda C del GFA situado en Zaragoza.

Características de la antena	
Ganancia	40 dBZ mínimo
Anchura del haz	1.65 ° máximo (-3dB)
Diámetro	2.4 m
Características del transmisor-receptor	
Frecuencia	5485-5600 MHz
Potencia pico de salida	250kW
Ancho del pulso	2 μs
Frecuencia de repetición de pulsos (PRF)	250 Hz
Rango dinámico del receptor	78 dBZ mínimo
Tipo de amplificador IF del receptor	Logarítmico
Tipo de mezclador AFC	Coaxial equilibrado

Tabla 5.2: Características del radar de la banda C de la Universidad de León, y situado en Zaragoza. Fuente: [López \(2003\)](#).

de estudio. Por otra parte, se tuvieron en cuenta aspectos como obstáculos cercanos que interfirieran con el haz de la antena, o la presencia de cadenas montañosas que apantallaran la detección de las masas nubosas.

Este radar nos proporciona variables como la máxima reflectividad ([Ma-](#)

son, 1972), persistencia de la máxima reflectividad (Waldvogel *et al.*, 1987), contenido de agua líquida integrada en la vertical (VIL, Amburn y Wolf (1997)) o flujo de energía cinética (Schmid *et al.*, 1992).

Como vimos anteriormente, a partir de radares convencionales se podían desarrollar algoritmos a partir de variables radar que nos permitan diferenciar la presencia de gotas de lluvia respecto al granizo. López y Sánchez (2009) crearon un algoritmo a partir de una combinación de variables del radar del GFA, el cual es capaz de discriminar las nubes con probabilidad de caída de granizo y las que no con una frecuencia de aciertos del 85 % y una tasa de falsas alarmas del 15 % (Figura 5.8). Esta herramienta se ha venido utilizando durante varios años con muy buenos resultados, por lo que ha sido utilizado también para la validación cualitativa del estudio realizado en el capítulo 6.

Figura 5.8: Imagen de salida a partir del radar del GFA en el que se representa los resultados del algoritmo de granizo. Las manchas rojas representan un 100 % de probabilidad de caída de granizo.

Bibliografía

- Alonso, S., Portela, A., y Ramis, C. (1994). First considerations on the structure and development of the Iberian thermal low-pressure system. *Ann. Geophys.*, 12, 457–468.
- Amburn, S. A. y Wolf, P. L. (1997). VIL density as a hail indicator. *Weather forecasting*, 12, 473–478.
- Aran, M., Pena, J. C., y Torá, M. (2011). Atmospheric circulation patterns associated with hail events in Lleida (Catalonia). *Atmos. Res.*, 100, 428–438.
- Battan, L. J. (1973). *Radar observation of the atmosphere*. Univ. Chicago Press. 173-200.
- Bélair, S., Zhang, D., y Mailhot, J. (1994). Numerical prediction of the 10-11 June 1985 squall line with the Canadian regional finite-element model. *Weather forecasting*, 9, 157–172.
- Brooks, H. E., Tracton, M. S., Stensrud, D. J., DiMego, G., y Toth, Z. (1995). Short-range ensemble forecasting: Report from a workshop, 25-27 July 1994. p. 76. Bull. Amer. Meteor. Soc.
- Burgess, D. y Ray, P. S. (1986). *Principles of radar*. Am. Meteor. Soc., Oxford. 85-117.
- Carbone, R. E. (1982). A severe frontal rainband. Part I. Stormwide hydrodynamic structure. *J. Atmos. Sci.*, 39, 258–279.
- Carlson, T. N. y Ludlam, F. H. (1968). Conditions for the occurrence of severe local storms. *Tellus*, 20, 203–226.
- Castro, A., Sánchez, J. L., y Fraile, R. (1992). Statistical comparison of the properties of thunderstorms in different areas around the Ebro-Valley (Spain). *Atmos. Res.*, 28, 237–257.

- Ceperuelo, M., Llasat, M. C., López, L., García-Ortega, E., y Sánchez, J. L. (2006). Study of 11 September 2004 hailstorm event using radar identification of 2-D systems and 3-D cells. *Adv. Geosci.*, 7, 215–222.
- Ceperuelo, M., Rigo, T., Llasat, M. C., y Sánchez, J. L. (2009). Improving hail identification in the Ebro Valley region using radar observations: Probability equations and warning thresholds. *Atmos. Res.*, 93, 474–482.
- Changnon, S. A. (1971). Hailfall characteristics related to crop damage. *J. Appl. Meteorol.*, 10, 270–274.
- Changnon, S. A. y Changnon, D. (2000). Long-term fluctuations in hail incidences in the United States. *J. Climate*, 13, 658–664.
- Cheng, W. Y. Y. y Cotton, W. R. (2004). Sensitivity of a cloud-resolving simulation of the genesis of a mesoscale convective system to horizontal heterogeneities in soil moisture initialization. *J. Hydrometeorol.*, 5, 934–958.
- Colle, B. A. y Mass, C. F. (1996). An observational and modeling study of the interaction of low-level southwesterly flow with the Olympic Mountains during COAST IOP 4. *Mon. Weather Rev.*, 124, 2152–2175.
- Das, P. (1962). Influence of wind shear on the growth of hail. *J. Atmos. Sci.*, 19, 407–414.
- Dixon, M. y Wiener, G. (1993). TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting-A radar-based methodology. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 10, 785–797.
- Donaldson, R. J. J. (1990). Foundations of severe storm detection by radar. En *Radar in Meteorology*, pp. 115–121, Boston, MA. D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc.
- Doswell III, C. A. (1987). The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Weather Forecasting*, 2, 3–16.
- Font, I. (1983). *Climatología de España y Portugal*. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid. 296 pp.
- García-Ortega, E., Fita, L., Romero, R., López, L., Ramis, C., y Sánchez, J. L. (2007). Numerical simulation and sensitivity study of a severe hailstorm in northeast Spain. *Atmos. Res.*, 83, 225–241.

- García-Ortega, E., Hermida, L., Hierro, R., Merino, A., Gascón, E., Fernández-González, S., Sánchez, J. L., y López, L. (2014). Anomalies, trends and variability in atmospheric fields related to hailstorms in north-eastern Spain. *Int. J. Climatol.*, 34, 3251–3263.
- García-Ortega, E., López, L., y Sánchez, J. L. (2011). Atmospheric patterns associated with hailstorm days in the Ebro Valley, Spain. *Atmos. Res.*, 100, 401–427.
- García-Ortega, E., Merino, A., López, L., y Sánchez, J. L. (2012). Role of mesoscale factors at the onset of deep convection on hailstorm days and their relation to the synoptic patterns. *Atmos. Res.*, 114–115, 91–106.
- Gertzman, H. S. y Atlas, D. (1977). Sampling errors in the measurement of rain and hail parameters. *J. Geophys. Res.*, 82, 4955–4966.
- Guichard, F., Petch, J. C., Redelsperger, J. L., Bechtold, P., Chaboureau, J. P., Cheinet, S., Grabowski, W., Grenier, H., Jones, C. G., y Köhler, M. (2004). Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 130, 3139–3172.
- Houze, R. A. (1993). *Cloud dynamics*. Academic press. 573 pp.
- Johns, R. H. y Doswell III, C. A. (1992). Severe local storms forecasting. *Weather Forecasting*, 7, 588–612.
- Kunz, M., Sander, J., y Kottmeier, C. (2009). Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. *Int. J. Climatol.*, 29, 2283–2297.
- Kuo, Y. H., Bresch, J. F., Cheng, M. D., Kain, J., Parsons, D. B., Tao, W. K., y Zhang, D.-L. (1997). Summary of a mini workshop on cumulus parameterization for mesoscale models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 475–491.
- López, L. (2003). *Convección atmosférica severa: pronóstico e identificación de tormentas con granizo*. Tesis doctoral, Universidad de León. 207 pp.
- López, L., García-Ortega, E., y Sánchez, J. L. (2007). A short-term forecast model for hail. *Atmos. Res.*, 83, 176–184.
- López, L. y Sánchez, J. L. (2009). Discriminant methods for radar detection of hail. *Atmos. Res.*, 93, 358–368.

- Lozowski, E. P., Erb, R., Wojtiw, L., Wong, M., Strong, G. S., Matson, R., Long, A., Vento, D., y Admirat, P. (1978). The hail sensor intercomparison experiment. *Atmos. -Ocean*, 16, 94–106.
- Mason, B. J. (1972). *The physics of clouds (2nd editon)*. Clarendon Press, Oxford, England. 671 pp.
- Mass, C. F. y Kuo, Y.-H. (1998). Regional real-time numerical weather prediction: Current status and future potential. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79, 253–263.
- Merino, A. (2012). *Análisis, Identificación y Predicción de episodios de precipitación con granizo en la Península Ibérica*. Tesis doctoral, Universidad de León. 155 pp.
- Merino, A., García-Ortega, E., López, L., Sánchez, J. L., y Guerrero-Higueras, A. M. (2012). Synoptic environment, mesoscale configurations and forecast parameters for hailstorms in Southwestern Europe. *Atmos. Res.*, 122, 183–198.
- Merino, A., López, L., Sánchez, J. L., García-Ortega, E., Cattani, E., y Levizzani, V. (2014). Daytime identification of summer hailstorm cells from MSG data. *Nat. Hazard. Earth Sys. Sci.*, 14, 1017–1033.
- Morris, R. M. (1986). The Spanish plume-testing the forecaster's nerve. *Meteor. Mag.*, 115, 349–357.
- Ramis, C., López, J. M., y Arús, J. (1999). Two cases of severe weather in Catalonia (Spain). A diagnostic study. *Meteorol. Appl.*, 6, 11–27.
- Romero, R., Doswell III, C. A., y Riosalido, R. (2001). Observations and fine-grid simulations of a convective outbreak in northeastern Spain: Importance of diurnal forcing and convective cold pools. *Mon. Weather Rev.*, 129, 2157–2182.
- Romero, R., Ramis, C., Alonso, S., Doswell III, C. A., y Stensrud, D. J. (1998). Mesoscale model simulations of three heavy precipitation events in the western Mediterranean region. *Mon. Weather Rev.*, 126, 1859–1881.
- San Ambrosio, I., Martín, F., y Elizaga, F. (2007). Development and behaviour of a radar-based operational tool for hailstorms identification. *Atmos. Res.*, 83, 306–314.

- Sánchez, J. L., Fernández, M. V., Fernández, J. T., Tudurí, E., y Ramis, C. (2003). Analysis of mesoscale convective systems with hail precipitation. *Atmos. Res.*, 67, 573–588.
- Sánchez, J. L., García, E., Marcos, J. L., y Dessens, J. (1999). Formation of big and giant drops inside Mediterranean convective cells. En *Proc. of the EGS Plinius Conf., Maratea. Eur. Geophys. Soc.*, pp. 57–65, Italy.
- Sánchez, J. L., Gil-Robles, B., Dessens, J., Martin, E., López, L., Marcos, J. L., Berthet, C., Fernández, J. T., y García-Ortega, E. (2009a). Characterization of hailstone size spectra in hailpad networks in France, Spain, and Argentina. *Atmos. Res.*, 93, 641–654.
- Sánchez, J. L., Marcos, J. L., Dessens, J., López, L., Bustos, C., y García-Ortega, E. (2009b). Assessing sounding-derived parameters as storm predictors in different latitudes. *Atmos. Res.*, 93, 446–456.
- Scanari, D., Marzano, F. S., Vulpiani, G., Montopoli, M., Celano, M., y Alberoni, P. P. (2006). Hydrometeor supervised classification using a bistatic C-band weather radar configuration. En *Preprints, 4th European Radar Conference*, Barcelona, Spain.
- Schleusener, R. A. y Jennings, P. C. (1960). An energy method for relative estimates of hail intensity. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 41, 372–376.
- Schmid, W., Schiesser, H. H., y Waldvogel, A. (1992). The kinetic energy of hailfalls. Part IV: Patterns of hailpad and radar data. *J. Appl. Meteorol.*, 31, 1165–1178.
- Sioutas, M. V. y Flocas, H. A. (2003). Hailstorms in Northern Greece: Synoptic patterns and thermodynamic environment. *Theor. Appl. Climatol.*, 75, 189–202.
- Skaggs, R. H. (1980). The diurnal distribution of large hail stones over the United States. *Prof. Geogr.*, 32, 293–299.
- Stensrud, D. J. y Fritsch, J. M. (1994). Mesoscale convective systems in weakly forced large-scale environments. Part II: Generation of a mesoscale initial condition. *Mon. Weather Rev.*, 122, 2068–2083.
- Stensrud, D. J., Manikin, G. S., Rogers, E., y Mitchell, K. E. (1999). Importance of cold pools to NCEP mesoscale Eta model forecasts. *Weather forecasting*, 14, 650–670.

- Tudurí, E., Romero, R., López, L., García, E., Sánchez, J. L., y Ramis, C. (2003). The 14 July 2001 hailstorm in northeastern Spain: diagnosis of the meteorological situation. *Atmos. Res.*, 67, 541–558.
- Uccellini, L. W. (1975). A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms. *Mon. Weather Rev.*, 103, 497–513.
- Vento, D. (1978). L'angle de chute au sol de la grêle. *Atmos. -Ocean*, 16, 81–85.
- Vento, D. y Morgan, G. (1980). A study of the direction of wind accompanying hail in Colorado, Illinois, Italy and Switzerland, and of wind-caused variations of hailfall on an ultra-fine scale hailpad network containing obstacles to windflow. En *Preprints, Third WMO Sci. Conf. On Weather Modification, Clermont-Ferrand, WMO*, pp. 615–621.
- Waldvogel, A., Klein, L., Musil, D. J., y Smith, P. L. (1987). Characteristics of radar-identified big drop zones in Swiss hailstorms. *J. Climate Appl. Meteor.*, 26, 861–877.
- Watanabe, H. y Ogura, Y. (1987). Effects of orographically forced upstream lifting on mesoscale heavy precipitation: A case study. *J. Atmos. Sci.*, 44, 661–675.
- Weisman, M. L., Skamarock, W. C., y Klemp, J. B. (1997). The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Weather Rev.*, 125, 527–548.

SPATIAL DISTRIBUTION OF
THERMODYNAMIC CONDITIONS OF
SEVERE STORMS IN
SOUTHWESTERN EUROPE

Artículo publicado en la revista:
Atmospheric Research

Gascón, E., Merino, A., Sánchez, J.L., Fernández-González, S., García-Ortega, E., López, L., Hermida, L., 2015. Spatial distribution of thermodynamic conditions of severe storms in southwestern Europe, *Atmos. Res.*, 164-165, 194-209, doi:10.1016/j.atmosres.2015.05.012

RESUMEN

El MEV es un área del nordeste de la Península Ibérica con un alto número de tormentas con granizo a lo largo del año. Es por esa razón que se requieren de nuevas herramientas de predicción que mejoren su detección espacial como temporal. A partir de una base de datos de 100 días de tormentas severas con granizo (SSs) acontecidas en un periodo de 13 años, entre 2001 y 2013, se obtuvieron perfiles verticales pronosticados a partir del modelo mesoescalar WRF. Un total de 31 índices que describen el ambiente en cuanto a humedad, inestabilidad, helicidad o agua precipitable, fueron obtenidos a partir de esos perfiles para introducirlos en un modelo de regresión logística binaria. Este modelo de regresión se aplicó mediante el método “hacia delante”, indicándonos qué índices de estabilidad son los más discriminantes para el área de estudio en caso de SS. De los 31 índices, 5 fueron seleccionados: *Showalter index* (SI), velocidad del viento a 500 hPa (SPD500), temperatura del punto de rocío a 850 hPa (Td850), helicidad relativa entre 0 y 3 km (SREH3km) y altura donde la temperatura del bulbo húmedo es 0 °C (WBZ). La combinación de estos índices en una ecuación logística establece la probabilidad de riesgo/no riesgo de SS en el área de estudio. Los resultados de la ecuación logística de predicción muestran una probabilidad de detección (POD) de 0.94 y una tasa de falsas alarmas (FAR) de 0.22. La segunda parte del artículo consiste en la regionalización del área de estudio según la distribución espacial de las SS a partir de la ecuación logística. Así, mediante el uso de técnicas multivariantes, se aplicó un PCA en modo T y un análisis cluster posterior, obteniéndose 4 grupos diferentes según la distribución espacial del comportamiento termodinámico de las SSs.

Con estos resultados se ha creado una nueva herramienta que complementa a las herramientas desarrolladas previamente para este área de estudio en la mejora de la predicción de las SS, ayudando a precisar la ocurrencia de estas tanto en el espacio como en el tiempo.

Spatial distribution of thermodynamic conditions of severe storms in southwestern Europe

E. Gascón^{a,*}, A. Merino^a, J.L. Sánchez^a, S. Fernández-González^b, E. García-Ortega^a, L. López^a, L. Hermida^a

^a Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, 24071 León, Spain

^b Department of Astrophysics and Atmospheric Sciences, Faculty of Physical Sciences, Universidad Complutense de Madrid, Ciudad Universitaria s/n, 28040 Madrid, Spain

ARTICLE INFO

Article history:

Received 28 April 2015

Received in revised form 19 May 2015

Accepted 21 May 2015

Available online 28 May 2015

Keywords:

Thermodynamic

Hailstorm

Stability index

Binary logistic regression

Cluster analysis

ABSTRACT

The Mid-Ebro Valley (MEV) is an area of the northeast Iberian Peninsula with a large number of hailstorms throughout the year. Therefore, new forecasting tools are required to improve the spatiotemporal detection of such storms. Using a database of 100 days with severe storms (SSs) over a 13-year period between 2001 and 2013, we obtained vertical profiles predicted by the WRF mesoscale model. A total of 31 indexes describing conditions of humidity, stability, helicity or precipitable water were obtained from the profiles and input to a binary logistic regression model. The regression model was applied using the forward stepwise method, which indicated that the stability indexes were the most accurate for SS in the study area. Of the 31 indexes, 5 were selected: Showalter index (SI), wind speed at 500 hPa (SPD500), dew point temperature at 850 hPa (Td850), relative helicity between 0 and 3 km (SREH3km), and wet bulb zero height (WBZ). Combination of these indexes in a logistic equation gives the probability of SS risk/no risk in the study area. Results of the logistic equation show a Probability of Detection (POD) of 0.94 and a False Alarm Ratio (FAR) of 0.22. The second part of the article describes regionalization of the study area by SS spatial distribution according to the logistic equation. Thus, using multivariate techniques, we used principal component analysis (PCA) in T-mode and posterior cluster analysis, getting four clusters according to the spatial distribution of SS thermodynamic behavior and the distribution of storms observed via radar data. Clusters 1 and 2 showed probabilities of hail occurrence that were lower than Clusters 3 and 4, mainly affecting the MEV and the eastern end of the study area. Likewise, the predicted hail area was more extensive in those last two clusters. These results provide a new tool that complements those previously developed for this study area, toward improving SS prediction and pinpointing these storms in space and in time.

© 2015 Published by Elsevier B.V.

1. Introduction

One of the major problems in predicting severe hailstorms is accurately detecting their location at small spatial and temporal scales. The development of these storms usually occurs at small spatial (1–10 km) and temporal (1–12 h) scales (Kunz, 2007), such that identification of the start of convection and of storm intensity remains an issue and a challenge to weather forecasters. Hailstorms form from localized severe convection and produce intense precipitation that can result in natural disasters and significant negative socioeconomic effects, especially in mountainous terrain that is favorable for triggering convection (Barthlott et al., 2006; de la Torre et al., 2011, 2015; García-Ortega et al., 2012).

Some authors have defined three general requirements for such convective development (Johns and Doswell, 1992; Houze, 1993). These

are a sufficiently deep layer with instability, sufficient moisture at the lowest levels of the atmosphere, and a trigger mechanism that activates the convective process. To analyze these requirements, we must take into account the physical mechanisms involved in the development of convection, which operate at different scales and interact with each other. Convective processes depend mainly on the synoptic configuration or large-scale processes, whereas mesoscale processes mainly determine the initiation of convection (Doswell, 1987). In an attempt to identify this convective initiation and associated thermodynamic characteristics, various thermodynamic indexes have been defined over recent decades, which indicate potential storm development according to air mass properties such as humidity, temperature and helicity (Kunz, 2007). These thermodynamic or stability indexes are usually applied to soundings to study a particular convective process. However, soundings are available only 2–4 times per day, generally at 0000 and 1200 UTC, and their launch sites may be separated by hundreds of kilometers. For this reason, tools are required that enable more accurate spatiotemporal determination of pre-convective conditions for severe storm episodes. A key tool used in recent years by many researchers to avoid

* Corresponding author.

E-mail address: egass@unileon.es (E. Gascón).

the drawbacks of radiosondes (Steinheimer and Haiden, 2007; Litta et al., 2012; Merino et al., 2013) is the numerical model, because it can forecast vertical profiles at each grid point in a given area with the desired spatiotemporal resolution.

Moreover, in recent years, various algorithms based on stability indexes have been developed, which are used as new tools in the prediction of severe storms. Various studies have used statistical regression equations for this purpose, which by combining a number of indexes increase predictability to more than that by use of each index individually. It is important to note that coefficients of these indexes in an equation are dependent on the geographic location and the season (Charba, 1979; Hughes, 2004; Sánchez et al., 2009). The same equation cannot be applied to a region without first validating it using real data. Specifically, binary logistic regressions can distinguish the risk probability of an episode by dividing the results of occurrence/no occurrence, and are widely used to predict severe storms with or without hail (Dubrovsky, 1994; Sánchez et al., 1998a, 1998b, 2009; Schmeits et al., 2005; López et al., 2007; Hanlon et al., 2014; Onderlinde and Fuelberg, 2014). However, the main drawback of this method is that it provides no information about the spatial distribution of storms.

Mathematical techniques such as cluster analysis are used to classify the spatial distribution of severe storm episodes. This type of technique permits classification of events defined by a set of variables. These clusters are characterized according to whether their components are similar to each other or different from components in other groups. This approach is widely used in meteorological studies to establish synoptic (Straus, 2010; García-Ortega et al., 2012), mesoscale (Merino et al., 2013, 2014) or thermodynamic (Tuduri and Ramis, 1997) patterns, to define a particular spatial distribution and explain certain behaviors of a weather event.

The main objective of the present study is to create a new tool for the hailstorms forecast in the Mid-Ebro Valley (MEV) of Spain. This region is characterized by a high frequency of such storms, more than 60 days annually between May and September (Merino et al., 2013). Since 1997, the Atmospheric Physics Group (GFA) of the University of León has been researching tools to assist in the prediction of severe storms, especially hailstorms. Authors such as Sánchez et al. (1998a, 1998b, 2000), López et al. (2007) and Merino et al. (2015) have used binary logistic regression to create these tools, using sounding or satellite data. García-Ortega et al. (2011) and Merino et al. (2013) used cluster analysis to classify synoptic and mesoscale patterns, respectively, that determine the distribution of severe hailstorms in the MEV, using data from numerical models.

Here, we use binary logistic regression to obtain the optimum stability indexes that identify pre-convective hailstorms events, from thermodynamic analysis using numerical models, in this case the Weather Research and Forecasting (WRF) mesoscale model. The results obtained with the regression equation are used in cluster analysis to classify the various spatial distributions given by the probability equation, which represent the thermodynamic behavior in the study area. By combining these techniques, we can create a prediction tool that complements the synoptic and mesoscale cluster analyses of García-Ortega et al. (2011) and Merino et al. (2013) toward predicting both the probability and distribution of hailstorms in the MEV.

The organization of this article is as follows. Section 2 provides a detailed description of the study area and database used for the prediction model and observation data. Section 3 describes in detail the methods, separated into four steps. The results of these steps are presented in Section 4. In Section 5, we discuss the results and briefly discuss earlier studies. Finally, Section 6 presents our conclusions.

2. Database

The database used consists of 100 days with severe storms (SSs) between 2001 and 2013 in the Aragón region (Spain), observed within a

140-km radius around Zaragoza Airport (41°39'58" N, 1°02'30" W). These SS days were chosen from a database of a C-band radar belonging to the GFA, which is very close to the airport. The criteria for selecting the studied SS days were the presence of convective precipitation (verified by radar) with a convection trigger occurring between 1200 and 1500 UTC during May–September and hail occurrence as verified by hail pads, radar data or ground observers. In addition, 100 days with no storms (NS) in the same area, randomly chosen between May and September over a period of 13 years (2001–2013), were used to create a binary logistic regression equation.

2.1. Study area

The study area corresponds to the so-called MEV and includes two major mountainous regions, the Pyrenees to the north and Iberian System to the south (Fig. 1). The northwest part of the area borders the Bay of Biscay and the southeast extends to the Mediterranean Sea, key features that predispose the area to the effects of air masses with different characteristics (García-Ortega et al., 2007). The study area was between 40.30°N and 43°N and between 2°W and 1°E (Fig. 1). The area has altitudes from sea level through 2300 m in the Iberian System and 3400 m in the Pyrenees. The climatic characteristics of the area are strongly linked to its complex topography (López et al., 2007).

2.2. Numerical model

We used the WRF model (Skamarock et al., 2005) in this study. Two nested grid domains were defined, with 27 and 9 km horizontal resolutions. Vertical resolution was 30 sigma levels. Initial and boundary conditions were obtained from National Centers for Environmental Prediction (NCEP) reanalysis data with 1° resolution. Temporal resolution of WRF model outputs was 3 h for the first domain and 1 h for the second. The duration of each simulation was 24 h, beginning at 0000 UTC each day. García-Ortega et al. (2011) and Merino et al. (2013) conducted researches with WRF for severe storms in the same study area. They concurred that for this type of event, the best parameterizations are the Goddard moisture (Tao et al., 1989; Tao and Simpson, 1993) and Kain–Fritsch cumulus (Kain, 2004) schemes, and so, these were used in our study. For the remaining parameterizations, we used the Dudhia shortwave scheme (Dudhia, 1989) and Noah land surface model (Chen and Dudhia, 2001).

From the WRF simulations, we obtained vertical profiles of temperature (T), dew point temperature (Td) and relative humidity (RH) at 1200 UTC each day at Zaragoza airport, which was the most representative moment of the atmospheric conditions before convective initiation (Merino et al., 2013) and any precipitation.

From the WRF vertical profiles (100 days SS and 100 days NS), 50 days from each group were used to construct the regression equation. The other 50 days were used to validate this regression equation.

A total of 31 stability indexes were calculated for each WRF vertical profile at Zaragoza airport for the 100 NS and 100 SS days, to be used as predictors in the binary logistic regression. The choice of stability index was based on studies that characterized these variables as good predictors of pre-convective conditions in the study area (Castro et al., 1992; Sánchez et al., 1998a, 1998b; López et al., 2007; Merino et al., 2013) and other regions of severe convection. Table 1 lists the 31 indexes, which characterize the vertical profiles for temperature, humidity, instability, precipitable water and helicity.

2.3. Observations and ground measurements

Profiles of T, Td and RH from soundings launched at 1200 UTC from Zaragoza airport were used to validate the model vertical profiles. Since

Fig. 1. Topographic map of the study area in Mid-Ebro Valley (MEV).

2001, the GFA has used of a C-band radar installed near this airport, and data obtained are processed using TITAN software (Dixon and Wiener, 1993). The radar use a Nowcasting Model for the Detection of Hailstorms (NMDH) (López and Sánchez, 2009), which is capable of determining in real time the presence or absence of hail using radar data. The probability of detecting hail using this tool is greater than 85% and that of false alarms is about 13%. Thanks to a network of more than 700 observers throughout the study area, each hail observation by the radar is compared with that of an observer at the time of occurrence, including approximate hail size. Thus, SS days were selected using radar and observer information.

3. Method

The method followed has four steps:

- Step 1: Validation of the WRF model vertical profiles using vertical profiles from radiosondes (Fig. 2)
- Step 2: Application of a binary logistic regression using the selected stability indexes to create a tool to distinguish SS and NS days (Fig. 3)

- Step 3: Use of the binary logistic regression equation obtained in Step 2 for 100 SS days and subsequent application of a PCA (Fig. 4).
- Step 4: Cluster analysis to classify the behavior of the regression equation on SS days into groups according to their spatial distribution in the study area (Fig. 5).

3.1. Step 1: WRF profile validation

First, we compared all T, Td and RH profiles at 1200 UTC for the 100 SS days, obtained from radiosondes (observations) and the WRF model, to evaluate fit of the profiles between these two tools (Fig. 2).

Owing to poorer vertical resolution of the model soundings, they were interpolated with respect to the radiosonde soundings (60 vertical levels per profile, with greater data density at low levels) to compare at various heights.

To quantify accuracy of the WRF profiles versus the observations, several standard statistical parameters were calculated at height levels: bias, root mean square error (RMSE), standard deviation (SD) and correlation coefficient (R^2).

Table 1

List of 31 thermodynamic parameters considered for binary logistic regression.

Abbreviation	Name	Description/source
TT	Total totals	Miller (1972)
KI	George's K index	George (1960)
HI	Humidity index	Litynska et al. (1976)
CT	Cross totals index	Miller (1972)
VT	Vertical totals	Miller (1972)
DeltaThetae	Wet microburst potential	Atkins and Wakimoto (1991)
SWEAT index	Severe Weather Threat Index	Miller (1972)
LAPSERATE	700 to 500 mb lapse rate	
BI	Boyden index	Boyden (1963)
DMPI	Dry microburst potential index	Wakimoto (1985)
KO	KO index	Andersson et al. (1989)
TQ	Low-top convection potential	Henry (2000)
SI	Showalter index	Showalter (1953)
WMAX	Maximum potential speed of an updraft	Holton (1992)
PW	Precipitable water	
CAPE	Convective available potential energy	Moncrieff and Miller (1976)
MUCAPE	Most unstable convective available potential energy	(CAPE based on the most unstable parcel in the lowest 300 mb)
CIN	Convective inhibition	Colby (1984)
LFC	Level of free convection	Height of free convection level
LCL	Lifting condensation level	Height of lifting condensation level
LCLp	Lifting condensation level pressure	Pressure of lifting condensation level
LCLt	Lifting condensation level temperature	Temperature of lifting condensation level
SREH2km	Storm relative helicity 0–2 km	Storm relative helicity between 0 and 2 km (Droegemeier et al. 1993)
SREH3km	Storm relative helicity 0–3 km	Storm relative helicity between 0 and 3 km (Droegemeier et al. 1993)
EHI	Energy–Helicity Index	Hart and Korotky (1991)
BRN	Bulk Richardson Number	Weisman and Klemp (1982)
WMSI	Wet Microburst Severity Index	Pryor and Ellrod (2004)
SPD850	Wind speed at 850 hPa	
SPD500	Wind speed at 500 hPa	
Td850	Dew point temperature at 850 hPa	
WBZ	Wet bulb zero	Height of wet bulb zero level

3.2. Step 2: binary logistic regression

To choose the best variables (predictors) for distinguishing pre-convective situations on SS days from NS days, the Mann–Whitney–Wilcoxon nonparametric test for independent data samples (Mann

and Whitney, 1947) was applied to each of the stability indexes, obtained using the WRF model for 1200 UTC on 100 SS and 100 NS days (Fig. 3).

The aforementioned test hypothesizes that two populations of samples X (stability indexes on 100 SS days) and Y (stability indexes on 100 NS days) originate from the same distribution, versus the alternative hypothesis that the two sample distributions differ. If the probability is less than significance level 0.05, the hypothesis that X and Y come from the same distribution can be rejected. After applying the test to each stability index, we found no statistically significant differences between SS and NS days for the indexes CT, BI, DMPI, LCL, LCLp and SREH2km (see Table 1), which were therefore ignored in further study.

Subsequently, we applied binary logistic regression (Kleinbaum, 1994) to create a tool for distinguishing SS days from NS days, using the best stability indexes for SS predicted by the WRF. The logistic function used for the regression is

$$f(z) = \frac{1}{1 + e^{-z}},$$

where Z is composed of a linear combination of explanatory variables X_k multiplied by factor β_k , where k is the number of variables that compose the equation, such that

$$Z = \alpha + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k.$$

If we combine the two equations and analyze them in terms of probability, we obtain

$$P(R = 1|X_1, X_2, \dots, X_k) = \frac{1}{1 + e^{-\left(\alpha + \sum_{j=1}^k \beta_j X_j\right)}},$$

where $P(R = 1|X_1, X_2, \dots, X_k)$ represents the probability that the responsible variable is 1 ($R = 1$) for the values, in particular $\{X_1, X_2, \dots, X_k\}$. β_k for each of the explanatory variables and the value of constant α are

Fig. 2. Flowchart of processes in Step 1, validation of vertical profiles from WRF model.

Fig. 3. Flowchart of processes in Step 2, binary logistic regression.

fixed, and are obtained upon creating a binary logistic equation when the predictor variables are selected. This equation can be summarized in terms of X :

$$P(R = 1|X_1, X_2, \dots, X_k) = P(X).$$

The resulting equation is

$$P(X) = \frac{1}{1 + e^{-\left(\alpha + \sum_{j=1}^K \beta_j X_j\right)}}.$$

The 31 stability indexes obtained using a database with 50 SS and 50 NS days were incorporated into the binary logistic regression to select the best predictor variables. The SS days were assigned a value of $f(z) = 1$ and the NS days a value of $f(z) = 0$.

To calculate binary logistic regression, we used the forward stepwise selection technique. In this, as described by Sharma (1996), the variable introduced first is that with the maximum discrimination between the two options in the model (0 and 1). The same approach was followed in López et al. (2007), which assumed that the reduction in the value

of the parameter is -2 times the logarithm of the likelihood ($-2LL$). Thus, inclusion of a new independent variable requires reevaluation of the function for all remaining variables, based on statistical contrast. The variable entered in the next step has the greatest additional discriminating power, and so on with the remaining variables until we have the fewest number of variables with the greatest possible predictive ability.

To validate the logistic equation obtained, we used the remaining 50 SS and 50 NS days. In applying the equation to each study day, the function $f(z)$ was a probability function with value between 0 and 1. The closer it was to 1, the greater the probability of SS. Thus, a day with no storms is predicted with a value < 0.5 , and an SS day with a value > 0.5 . However, for decision making, this limit may vary (López et al., 2007).

3.3. Step 3: principal component analysis (PCA)

Using domain 2 of the WRF model simulations, the logistic regression equation was calculated for each grid point in the study area for the 100 SS days. PCA was applied to results of the equation obtained from the logistic binary regression (Fig. 4). PCA was used in T-mode (Preisendorfer, 1988) through a correlation matrix, such that the days

Step 3

Fig. 4. Flowchart of processes in Step 3, principal component analysis (PCA).

Step 4

Fig. 5. Flowchart of processes in Step 4, cluster analysis.

Fig. 6. Dispersion diagrams of temperature (T) (a), dew point temperature (Td) (b), and relative humidity (RH) (c) at 1200 UTC. Blue line (panel a) and red lines (panels b and c) represent regression lines.

corresponded to the variables and grid points to the observations. Calculating the principal components (PCs) serves to reduce the data dimension and to facilitate subsequent calculations in the cluster analysis. Thus, we selected only the first PCs, which included 90% of the explained variance of the data.

3.4. Step 4: cluster analysis

The objective of Step 4 or cluster analysis was to regionalize the study area based on the spatial distribution of the binary logistic equation results applied to all grid points and the 100 SS days. A schematic of the steps is seen in Fig. 5. The method of cluster analysis is very similar to that used in Merino et al. (2013, 2014). These authors performed that analysis using the non-hierarchical k -means algorithm based on PCs extracted from the PCA (Anderberg, 1973). Using k -means requires preliminary selection of the number of clusters (k) to be created. The optimal number is that with the most distinct k cluster among all clusters, i.e., the distance of each from the cluster centroid (intracluster distance) is as small as possible, whereas the inter-cluster distance between the various centroids of the cluster is as large as possible. We thus examined intracluster distances such that the square of the sum of the intracluster distances did not decrease significantly with increasing k . In addition, a preliminary data analysis aided the decision making. Nevertheless, a certain subjectivity persists in the selection of k , depending on physical characteristics of the study area. Based on previously described methods and other cluster classifications in similar studies (e.g., Merino et al., 2013), we pre-selected four clusters as the best option for our study area.

In classifying each SS day in the various clusters, the k -means iterative process begins by assigning each case to a certain cluster under the condition that the Euclidian distance to the cluster centroid is a minimum. These centroids were initially calculated at random. The centroids are recalculated iteratively, repeating this until there are no changes in any cluster.

4. Results

Fig. 6 shows the scatter plots comparing vertical profiles of T (Fig. 6a), T_d (Fig. 6b) and RH (Fig. 6c) from the WRF simulations and radiosondes at 1200 UTC. The 100 SS days were used for this (Step 1), from which we obtained profiles divided into 60 vertical levels for both data sources. A large R^2 is evident between vertical profiles of the WRF and sounding data, with values 0.999, 0.992 and 0.837 for T , T_d and RH , respectively.

Fig. 7 compares the WRF and observations profiles by height, from 0 to 18 km. For the calculation, we compared each profile at 1200 UTC on the 100 SS days between the WRF and radiosondes profiles, thereby obtaining an average bias, RMSE and SD for each level and data type. Temperatures (Fig. 7a) at the lowest levels (0–1000 m) show a larger RMSE and bias than at other levels, ~1.5–2 K. This may be attributed to the planetary boundary layer with its extreme variation, which is greatly affected by the topography. Above 7.5 km there is a similar RMSE, with bias between -1 and 2 K. SD is very similar at nearly all levels between the radiosonde and WRF profiles. At mid-levels between 1 and 7.5 km, the RMSE decreases to 1 K, with bias between -1 and 0.5 K.

Dew point temperature (Fig. 7b) shows somewhat different values. RMSE at low levels (to 2 km) is ~2.5 K and increases with height, ranging between 5 and 7 K at 10 km and as much as 12 K at 14 km. The SD is somewhat greater for the sounding than the WRF at all levels.

Finally, for RH (Fig. 7c), RMSE is between 10% and 15% at all heights, and the bias between -5% and 15%. The SD profile is very similar between the sounding and WRF, except at mid-levels where it is greater for the WRF for the radiosondes at others, with no clear trend.

The fit between the WRF and radiosondes for SS days with R^2 between 0.8 and 1 suggests the possibility of using the WRF profiles as predictors. It is likely that some errors found in the validation are attributable to intrinsic temporal and precision errors of numerical models with respect to observations. Further, pre-convective conditions are

Fig. 7. WRF bias (blue lines), WRF RMSE (red lines), WRF SD (solid black lines), and radiosonde SD (dashed black lines) at 1200 UTC for temperature (T) (a), dew point temperature (T_d) (b), and relative humidity (RH) (c).

Table 2
Logistic coefficient for each variable included and value of constant α .

Equation variables	Logistic coefficient
SI	−1.454
SPD500	0.206
Td850	−0.388
SREH3km	−0.031
WBZ	0.004
Constant	−11.860

strongly variable over a short period, suggesting that this variation contributed to the differences evident in the comparison.

After data validation, we executed Step 2 or binary logistic regression. After applying the Mann–Whitney–Wilcoxon test, only 25 out of the 31 variables initially selected were used to calculate the regression equation. For this, we used 50 SS and 50 NS days. The binary logistic regression included 5 out of the 25 variables as the optimum combination for identifying SS days. The 5 selected variables (X_k) together with the coefficients (β_k) and value of the constant α for each variable are shown in Table 2. These indexes are in order of importance for the equation calculation SI, SPD500, Td850, SREH3km and WBZ.

The term Z in the logistic equation is

$$Z = -11.860 - 1.454SI \\ + 0.206SPD500 - 0.388Td850 - 0.031SREH3km + 0.004WBZ.$$

Previous studies (López et al., 2007; Merino et al., 2013) also concluded that these indexes were effective predictors of hailstorms in the MEV. Specifically, López et al. selected SPD500, Td850 and WBZ based on a study of soundings on hailstorms, whereas Merino et al. (2013) stressed the importance of SREH3km and SI in predicting hailstorms using vertical profiles from WRF.

Subsequently, to validate the logistic equation attained, we used the second half of the database (50 SS and 50 NS days). After applying the equation to this new database, we calculated various skill scores (Table 3). Thus, we obtained a Probability of Detection (POD) in SS situations of 0.940 and a False Alarm Ratio (FAR) of 0.217. The Frequency of Misses (FOM) was very low, so virtually all cases were identified as SS or NS.

These results show that the logistic equation has a substantial capacity for predicting SS in the study area.

Next was Step 3, or the PCA. After applying the logistic equation to all grid points in the study area for each simulation on SS days, we obtained a result matrix of 945 (grid points) $\times$ 100 (SS days). Applying PCA to this dataset facilitated the cluster analysis, with lower computational cost and without loss of information. The total 90% of explained variance in the PCA applied to the logistic equation gave 35 PCs for use in the subsequent cluster analysis.

The number of clusters selected in Step 4, representing a minimum variation of intracluster distance, was 4. Clusters 1 and 2 both had

Table 3
Index values indicating accuracies in validation of binary logistic equation.

	Forecast YES	Forecast NO
Observation YES	47	3
Observation NO	13	37
Indexes	Acronyms	Values
False Alarm Ratio	FAR	0.217
Frequency of hits	POH	0.783
Frequency of Misses	FOM	0.060
Probability of Detection	POD	0.940
Probability of null event	PON	0.740
Probability of false detection	POFD	0.260
Detection failure ratio	DFR	0.075
Frequency of correct null events	FOCN	0.925

28 days of SS, Cluster 4 had 29, and Cluster 3 the smallest number at 23. Below, we describe the characteristics of each of these clusters, using maps with the average days in each cluster for the logistic equation and for each index composing the equation.

4.1. Cluster 1

Taking 0.5 as a cutoff in the logistic equation, it is seen in Fig. 8 that there is a greater likelihood of storms in the upper and Mid-Ebro Valley, which never exceeds a value of 0.7. Furthermore, we obtained low probabilities of hail (<0.5) in areas further east and southwest. Also shown is a slight chance of hail in a small area of the southwest and another in the northeast. Regarding performance of the indexes with this distribution of equation results, the SI also had smaller values in the upper and Mid-Ebro Valley, between 0.5 and 1.5. SPD500 had larger values further west, but none >29 knots. The largest values of SREH3km are only in the area south of the MEV, reaching $180 \text{ m}^2 \text{ s}^2$, which do not coincide with the area of larger values from the regression equation. In the area with greater likelihood of hail, SREH3km values were not large ($80\text{--}100 \text{ m}^2 \text{ s}^2$), although they were somewhat larger than in areas of low hail probability. Td850 also had lower values in the area of greater hail probability, $\sim 7\text{--}8^\circ \text{C}$. Lastly, the highest WBZ values were southwest of the study area, with values $\sim 3750 \text{ m}$. That area coincides with that with values from the regression equation >0.5 . However, in the center of MEV, WBZ values are somewhat smaller, $3600\text{--}3650 \text{ m}$.

4.2. Cluster 2

Unlike Cluster 1, which had greater hail probability in the central and upper Ebro Valley, for Cluster 2 (Fig. 9) there was greater probability in the lower Ebro Valley, east and southeast of the study area. The largest values from the logistic equation were somewhat larger than in Cluster 1, with those in Cluster 2 reaching 0.8. The SI declined to values of -0.5 in the area of higher hail probability. As expected, the Pyrenees and areas to the southwest show larger values for this index, because the logistic equation indicated low hail probability. There were relatively large values of SPD500 in the southeastern half, up to 33 knots. The behavior of SREH3km was very similar to Cluster 1, with very large values in the southern MEV and lower ones in surrounding areas, especially further east. The largest values of Td850 were in the east and southeast, at 11°C , covering the area with greatest likelihood of storms. Finally, the WBZ had lower heights than those in Cluster 1, even lower than 3.3 km, whereas values were $\sim 3500\text{--}3600 \text{ m}$ further southeast of the study area.

4.3. Cluster 3

In Cluster 3 (Fig. 10), the area with storm probability >0.5 from the logistic equation is spread over most of the study area, with larger values (up to 0.9) further the south. The Pyrenees is the only area lacking the possibility of hail. The SI has a distribution in agreement with the logistic equation, whose values are relatively small throughout the study area, except in the Pyrenees. The SI decreased further south, reaching -0.5 . The southwest half was more affected by strong SPD500, reaching 32 knots in the extreme southwest. SREH3km does not show great differences from Cluster 2, again having larger values in the southern MEV. The largest values of Td850 were in the north of the study area, in the Pyrenees and pre-Pyrenees. Finally, WBZ heights fluctuated between 3.5 and 3.8 km, increasing from the extreme northwest to extreme southwest.

4.4. Cluster 4

Finally, Cluster 4 (Fig. 11) had greatest storm probabilities in the entire northern half (except the Pyrenees) and extreme southwest of the study area. Maximum values were in the northeast, as much as 0.9.

Fig. 8. Cluster 1. Row 1: left, Showalter index (SI); right, 500 hPa wind speed (SPD500, knots). Row 2: left, storm relative helicity between 0 and 3 km (SREH3km, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$); right, 850 hPa dew point temperature (Td850, K). Row 3: left, wet bulb zero height (WBZ, m); right, logistic equation results.

Fig. 9. Same as Fig. 8 but for Cluster 2.

Fig. 10. Same as Fig. 8 but for Cluster 3.

Fig. 11. Same as Fig. 8 but for Cluster 4.

The SI had small values over the entire area, affected by large values in the logistic equation. The SI was particularly small when that equation had values of 0.9. SPD500 had the smallest maximum values of the

four clusters, 23–27 knots, with weaker speeds toward the extreme east. The distribution of SREH3km was very similar to those of Clusters 2 and 3, albeit with somewhat smaller values. The distribution of Td850

Fig. 12. Average probability of hail between 1200 and 2400 UTC, from the radar NMDH for each cluster: Cluster 1 (a), Cluster 2 (b), Cluster 3 (c) and Cluster 4 (d).

was very similar to that of Cluster 3, but with smaller values. Finally, WBZ had larger values in the extreme south and east, and especially the southwest, with heights reaching 3.8 km.

4.5. Observed hail distribution

To validate the distribution of hail probability from the logistic equation for each cluster, we used the radar database generated by the NMDH, which was used as approximate ground truth in the study, owing to its high accuracy (López and Sánchez, 2009) through data verification by observers. For Cluster 1, average hail probability from the radar data (Fig. 12a) had an irregular distribution that was concentrated in the southern MEV. However, there did not appear to be very high probabilities or large areas affected. This is consistent with the results of the logistic equation (Fig. 8), which affected a similar area but with probabilities no larger than 0.6 or 0.7. Cluster 2 (Fig. 12b) shows storms that are not very widespread, but are concentrated in the north and east of the study area. For the same cluster, the logistic equation (Fig. 9) gave greater probabilities of hail in the east of the region, which approximated areas of radar data with greater hail probabilities, especially in the southeast. Cluster 3 (Fig. 10) had high probabilities of hail (0.9–1) from the regression equation, which covered a large part of the study area, especially the south and central zones. According to the radar image for the same cluster (Fig. 12c), virtually all parts of the study

area were affected, except the extreme eastern and more isolated areas. The probabilities were also very high compared with radar images for the other clusters. Finally, the radar data for Cluster 4 (Fig. 12d) showed a hailstorm distribution, with probability maxima in the northern half and far south. Although not exactly collocated, this distribution agreed very well with that from the regression equation (Fig. 11), which also produced high probabilities in the aforementioned two areas, leaving a central area around the MEV with the least likelihood of hail.

Although the distribution of hail probability from the logistic equation does not fully coincide with that of the radar data, the clusters show a clear separation of hail precipitation in the study area based on the thermodynamic indexes. In addition, the probabilities had some similarity, with Clusters 3 and 4 having higher hail probabilities and Clusters 1 and 2 having lower ones. It should be recalled that the regression equation had a threshold of 0.5 to distinguish SS from NS days. In practice, however, it is possible that many cases must be evaluated to establish a threshold in line with actual characteristics of SS episodes.

5. Discussion

After analyzing the four clusters found in the MEV using the logistic equation, some relevant aspects of each selected predictor index can be

highlighted. The equation yielded a distribution similar to that of storms observed via radar data, with these distributions divided into four clusters. Clusters 1 and 2 showed probabilities of hail occurrence that were lower than Clusters 3 and 4. Likewise, the predicted hail area was more extensive in those last two clusters than in Clusters 1 and 2.

Smaller SI values indicate greater likelihood of storms. The SI for each cluster was smaller with larger values from the equation. This strong relationship is reasonable, because the SI is the index that has the greatest weight in the equation. In the mountainous area of the Pyrenees, very high SI values can always be found, which significantly affect the result of the equation. For this reason, there was no SS risk in any cluster within that area. This is because the index calculation uses 850 hPa-level data, but in some parts of the Pyrenees the surface is above that pressure level. To solve this problem, Steinacker (1977) created a modified Showalter index for Alpine regions, which calculates the index value from 700 hPa rather than 850 hPa and it might be useful to overcome this limitation in future research.

The SPD500 is notable because it showed larger values in Clusters 2 and 3. In Cluster 2, the region of strongest wind at 500 hPa was in the southwest of the study area. In Cluster 3 it was in the southeast, with even larger values than in Cluster 2. In both clusters, the strongest wind speeds coincided with the areas of greatest hail probability from the logistic equation. Cluster 1 did not have high wind speeds, although these were slightly higher in the extreme west where SS was more likely. Cluster 4 showed no significant differences in SPD500 throughout the study area.

SREH3km had a very similar distribution across the four clusters. First, the very large values that are always found in the northern Pyrenees are notable, as they were in the southern MEV, although the logistic equation did not produce such high storm probabilities. Another notable aspect is that despite the fact that large SREH3km values suggest greater storm likelihood (Droegemeier et al., 1993), in this case the areas with greater chance of SS had smaller SREH3km values than those of surrounding areas. This is reflected by the logistic equation, because the value of SREH3km is included with a negative β_k . Helicity or SREH is based on storm motion after its initial growth. Droegemeier et al. (1993) recommended this index to characterize rotation properties of a storm once its motion has been established. Moreover, other authors (Hannesen et al., 1998; Kaltenböck, 2004; Merino et al., 2013) have indicated that complex topography such as in our study area can increase directional shear at low levels, owing to flow disturbance. Resulting large SREH3km values would represent favorable but not necessarily sufficient conditions for SS formation.

The Td850 index exhibited similar behavior across the four clusters. However, there were greater differences of this index between areas with likely SS and those without in Clusters 3 and 4, for which there were larger areas with higher SS probability. Fuelberg and Biggar (1994) and López et al. (2007) also claim that the dew point temperature on the surface is a useful tool in forecasting the likelihood of occurrence of a storm. These authors found significant differences in this variable in days with intense convection and days with no convection.

Finally, the WBZ index was remarkable for always having larger values toward the south of the region across all clusters, although Cluster 3 had the maximum values. Cluster 2 had the minimum values.

Previous investigations of the study area classified hailstorm days using variables at synoptic scale (García-Ortega et al., 2011) and mesoscale (Merino et al., 2013). There were similarities between the present study and Merino et al. (2013) in terms of the distribution of hail probability from radar data. Our study was based on these earlier studies, so as to create a tool to complement and improve short-term hailstorm prediction in the MEV. Thus, studying the synoptic scale, mesoscale and thermodynamic patterns together allowed establishment of an accurate SS distribution across the study area, thereby filling a void of information characteristic of NWP models in this field.

6. Conclusions

We developed a combination of two previous and independent methods used in the same study area to obtain a new complementary tool for decision making in SS prediction. In this endeavor, we used a 13-year database with 100 SS and 100 NS days. We obtained WRF vertical profiles with variables such as T, Td and RH, which were validated by profiles from the nearest radiosonde sounding (observations), at Zaragoza airport. R^2 between WRF and observed profiles for the three variables were 0.999, 0.992 and 0.837, suggesting a good fit of the two. We obtained 31 stability indexes from WRF vertical profiles that were characteristic of SS episodes and, after applying a binary logistic regression equation, five indexes were selected as best predictors in creating a logistic equation that gave the probability of SS occurrence or non-occurrence. These indexes were SI, SPD500, Td850, SREH3km and WBZ. With POD 0.940 and FAR 0.217, the logistic equation demonstrated a strong capacity to predict SS in the study area. This equation was applied to the entire study area on the 100 SS days, in order to do a subsequent cluster analysis of the spatial distribution of the equation result. Owing to the physical characteristics of the terrain and upon analysis of intracluster distance, four clusters were selected to partition the spatial distribution of the equation results across the study area. We analyzed the behavior of the various stability indexes comprising the equation and the equation itself in each cluster, thereby establishing spatial patterns for each. A database of the C-band radar owned by the GFA near Zaragoza airport and data from more than 700 observers were used for observation of the hail spatial distribution in each cluster. Results of the distribution of SS occurrence probability from the logistic equation and hail probability from the radar data indicated satisfactory agreement of spatial distribution.

One of the goals of the present study was to provide an improvement that complements studies in the same area by García-Ortega et al. (2011) and Merino et al. (2013). Those studies aimed to establish behavior patterns of hail precipitation based on cluster analysis at synoptic scale and mesoscale, respectively. In contrast with those studies, we performed cluster analysis using mainly thermodynamic variables. Furthermore, to use this analysis operationally, it was believed more appropriate to construct a tool permitting a binary determination of SS or NS occurrence. Therefore, the most appropriate thermodynamic indexes were first selected and then synthesized into a predictive equation of SS occurrence. This is more easily used in operational weather forecasting and can increase predictive power relative to those of the five thermodynamic indexes used independently.

Nevertheless, it is important to note that the study area has very complex topography, and there may be uncertainties in the most mountainous zones. The logistic equation was calculated for a point that is representative of the study area and was extrapolated to its entire extent. Therefore, it is possible that in certain mountainous regions like the Pyrenees, some indexes that depend on variables such as 850 hPa height do not give good results when applying the equation. This is an object of improvement in the long term, so that we can tailor the method to an area and apply different logistic equations according to its physical conditions. However, the present study was done to create a complementary tool for forecasters and not to create a unique tool for predicting SS occurrence.

Acknowledgments

Data to support this article were from the Atmospheric Physics Group, IMA, University of León, Spain. This paper was supported by the following grants: Meteorisk (RTC-2014-1872-5) and Granimetro projects (CGL2010-527 15930) awarded by MINECO; and LE220A11-2 and LE003B009, awarded by the Junta de Castilla y León. S. Fernández-González acknowledges grant support from the FPU program (AP 2010-2093). We thank three anonymous reviewers for their contributions to improving this article. Special thanks to Steven Hunter and Analisa Weston.

References

- Anderberg, M.R., 1973. *Cluster Analysis for Applications*. Academic Press, New York.
- Andersson, T., Andersson, M., Jacobsson, C., Nilsson, S., 1989. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteorol. Mag.* 118, 141–146.
- Atkins, N.T., Wakimoto, R.M., 1991. Wet microburst activity over the southeastern United States: implications for forecasting. *Weather Forecast.* 6, 470–482.
- Barthlott, C., Corsmeier, U., Meißner, C., Braun, F., Kottmeier, C., 2006. The influence of mesoscale circulation systems on triggering convective cells over complex terrain. *Atmos. Res.* 81, 150–175.
- Boyden, C., 1963. A simple instability index for use as a synoptic parameter. *Meteorol. Mag.* 92, 198–210.
- Castro, A., Sánchez, J.L., Fraile, R., 1992. Statistical comparison of the properties of thunderstorms in different areas around the Ebro-Valley (Spain). *Atmos. Res.* 28, 237–257.
- Charba, J.P., 1979. Two to six hour severe local storm probabilities: an operational forecasting system. *Mon. Weather Rev.* 107, 268–282.
- Chen, F., Dudhia, J., 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Mon. Weather Rev.* 129, 569–585.
- Colby Jr., F.P., 1984. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE–SESAME II. *Mon. Weather Rev.* 112, 2239–2252.
- de la Torre, A., Hierro, R., Llamado, P., Rolla, A., Alexander, P., 2011. Severe hailstorms near Southern Andes in the presence of mountain waves. *Atmos. Res.* 101, 112–123.
- de la Torre, A., Pessano, H., Hierro, R., Santos, J.R., Llamado, P., Alexander, P., 2015. The influence of topography on vertical velocity of air in relation to severe storms near the Southern Andes Mountains. *Atmos. Res.* 156, 91–101.
- Dixon, M., Wiener, G., 1993. TITAN: thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting—a radar-based methodology. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 10, 785–797.
- Doswell III, C.A., 1987. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example. *Weather Forecast.* 2, 3–16.
- Droegemeier, K.K., Lazarus, S.M., Davies-Jones, R., 1993. The influence of helicity on numerically simulated convective storms. *Mon. Weather Rev.* 121, 2005–2029.
- Dubrovsky, M., 1994. Probabilistic prediction of thunderstorm occurrence. *Meteorol. Z.* 47, 103–112.
- Dudhia, J., 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. *J. Atmos. Sci.* 46, 3077–3107.
- Fuelberg, H.E., Biggar, D.G., 1994. The preconvective environment of summer thunderstorms over the Florida panhandle. *Weather Forecast.* 9, 316–326.
- García-Ortega, E., Fita, L., Romero, R., López, L., Ramis, C., Sánchez, J.L., 2007. Numerical simulation and sensitivity study of a severe hailstorm in northeast Spain. *Atmos. Res.* 83, 225–241.
- García-Ortega, E., López, L., Sánchez, J.L., 2011. Atmospheric patterns associated with hailstorm days in the Ebro Valley, Spain. *Atmos. Res.* 100, 401–427.
- García-Ortega, E., Merino, A., López, L., Sánchez, J.L., 2012. Role of mesoscale factors at the onset of deep convection on hailstorm days and their relation to the synoptic patterns. *Atmos. Res.* 114–115, 91–106.
- George, J.J., 1960. *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, San Diego (507 pp.).
- Hanlon, C.J., Young, G.S., Verlinde, J., Small, A.A., Bose, S., 2014. Probabilistic forecasting for isolated thunderstorms using a genetic algorithm: the DC3 campaign. *J. Geophys. Res.* Atmos. 119, 65–74.
- Hannesen, R., Dotzek, N., Gysi, H., Beheng, K.D., 1998. Case study of a tornado in the Upper Rhine Valley. *Meteorol. Z.* 7, 163–170.
- Hart, J.A., Korotky, W.D., 1991. The SHARP workstation-v1.50. A skew-t/hodograph analysis and research program for the IBM and compatible PC. User's Manual. NOAA/NWS Forecast Office, Charleston, WV (62 pp.).
- Henry, N.L., 2000. A static stability index for low-topped convection. *Weather Forecast.* 15, 246–254.
- Holton, J.R., 1992. *An Introduction to Dynamic Meteorology*. third ed. Academic Press (511 pp.).
- Houze, R.A., 1993. *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego (573 pp.).
- Hughes, K.K., 2004. Probabilistic lightning forecast guidance for aviation. Reprints AMS 11th Conference on Aviation, Range, and Aerospace, October 2004, Hyannis, MA, 2.6.
- Johns, R.H., Doswell III, C.A., 1992. Severe local storms forecasting. *Weather Forecast.* 7, 588–612.
- Kain, J.S., 2004. The Kain–Fritsch convective parameterization: an update. *J. Appl. Meteorol.* 43, 170–181.
- Kaltenböck, R., 2004. The outbreak of severe storms along convergence lines northeast of the Alps. Case study of the 3 August 2001 mesoscale convective system with a pronounced bow echo. *Atmos. Res.* 70, 55–75.
- Kleinbaum, D.G., 1994. *Logistic Regression: A Self-learning Text*. Springer, New York.
- Kunz, M., 2007. The skill of convective parameters and indices to predict isolated and severe thunderstorms. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 7, 327–342.
- Litta, A.J., Ididcula, S.M., Mohanty, U.C., Prasad, S.K., 2012. Comparison of thunderstorm simulations from WRF–NMM and WRF–ARW models over East Indian Region. *Sci. World J.* 951870, 1–20. <http://dx.doi.org/10.1100/2012/951870>.
- Litynska, Z., Parfiniewicz, J., Pinkowski, H., 1976. The prediction of air mass thunderstorms and hails. *World Meteorol. Org.* 450, 128–130.
- López, L., Sánchez, J.L., 2009. Discriminant methods for radar detection of hail. *Atmos. Res.* 93, 358–368.
- López, L., García-Ortega, E., Sánchez, J.L., 2007. A short-term forecast model for hail. *Atmos. Res.* 83, 176–184.
- Mann, H.B., Whitney, D.R., 1947. On a test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Ann. Math. Stat.* 18, 50.
- Merino, A., García-Ortega, E., López, L., Sánchez, J.L., Guerrero-Higueras, A.M., 2013. Synoptic environment, mesoscale configurations and forecast parameters for hailstorms in Southwestern Europe. *Atmos. Res.* 122, 183–198.
- Merino, A., Wu, X., Gascón, E., Berthet, C., García-Ortega, E., Dessens, J., 2014. Hailstorms in southwestern France: incidence and atmospheric characterization. *Atmos. Res.* 140–141, 61–75.
- Merino, A., López, L., Sánchez, J.L., García-Ortega, E., Cattani, E., Levizzani, V., 2015. Day-time identification of summer hailstorm cells from MSG data. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 14, 1017–1033.
- Miller, R.C., 1972. Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Center. Tech. Rep. 200 (Rev.), AWS, U.S. Air Force (102 pp. [Headquarters, AWS, Scott AFB, IL 62225]).
- Moncrieff, M., Miller, M., 1976. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 102, 373–394.
- Onderlinde, M.J., Fuelberg, H.E., 2014. A parameter for forecasting tornadoes associated with land falling tropical cyclones. *Weather Forecast.* 29, 1238–1255.
- Preisendorfer, R.W., 1988. *Principal Component Analysis in Meteorology and Oceanography*. Elsevier, Amsterdam.
- Pryor, K.L., Elrod, G.P., 2004. WMSI—a new index for forecasting wet microburst severity. *National Weather Association Electronic J. Oper. Meteorol.* EJ3.
- Sánchez, J.L., Fraile, R., De La Fuente, M.T., Marcos, J.L., 1998a. Discriminant analysis applied to the forecasting of thunderstorms. *Meteorol. Atmos. Phys.* 68, 187–195.
- Sánchez, J.L., Marcos, J.L., De La Fuente, M.T., Castro, A., 1998b. A logistic regression model applied to short term forecast of hail risk. *Phys. Chem. Earth* 23, 645–648.
- Sánchez, J.L., García-Ortega, E., Marcos, J.L., 2000. Construction and assessment of a logistic regression model applied to short-term forecasting of thunderstorms in León (Spain). *Atmos. Res.* 56, 57–71.
- Sánchez, J.L., Marcos, J.L., Dessens, J., López, L., Bustos, C., García-Ortega, E., 2009. Assessing sounding-derived parameters as storm predictors in different latitudes. *Atmos. Res.* 93, 446–456.
- Schmeits, M.J., Kok, K.J., Vogelesang, D.H.P., 2005. Probabilistic forecasting of (severe) thunderstorms in the Netherlands using model output statistics. *Weather Forecast.* 20, 134–148.
- Sharma, S., 1996. *Applied Multivariate Techniques*. John Wiley and Sons, USA.
- Showalter, A.K., 1953. A stability index for thunderstorm forecasting. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 34, 250–252.
- Skamarock, W.C., Weisman, M.L., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Wang, W., Powers, J.G., 2005. A description of the Advanced Research WRF version 2. NCAR Tech. Note NCAR/TN-468+STR.
- Steinacker, R., 1977. Möglichkeiten von Gewitterprognosen im Gebirge. *Wetter Leben* 29, 150–156.
- Steinheimer, M., Haiden, T., 2007. Improved nowcasting of precipitation based on convective analysis fields. *Adv. Geosci.* 10, 125–131.
- Straus, D.M., 2010. Synoptic-eddy feedbacks and circulation regime analysis. *Mon. Weather Rev.* 138, 4026–4034.
- Tao, W., Simpson, J., 1993. The Goddard cumulus ensemble model. Part I: model description. *Terr. Atmos. Ocean. Sci.* 4, 35–72.
- Tao, W., Simpson, J., McCumber, M., 1989. An ice–water saturation adjustment. *Mon. Weather Rev.* 117, 231–235.
- Tuduri, E., Ramis, C., 1997. The environments of significant convective events in the western Mediterranean. *Weather Forecast.* 12, 294–306.
- Wakimoto, R.M., 1985. Forecasting dry microburst activity over the High Plains. *Mon. Weather Rev.* 113, 1131–1143.
- Weisman, M.L., Klemp, J.B., 1982. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. *Mon. Weather Rev.* 110, 504–520.

CONCLUSIONES

En el apartado 1.3 de esta tesis se definieron 3 objetivos principales, 2 de ellos asociados al bloque I sobre episodios convectivos con precipitaciones en forma de nieve y el tercer objetivo relacionado con el bloque II sobre tormentas con granizo. A continuación se enumeran las conclusiones principales obtenidas para cada uno de los objetivos.

El objetivo 1 consistía en determinar los factores sinópticos y mesoescalares de un episodio convectivo con nevadas intensas ocurridas en la Sierra de Guadarrama. Así se ha podido concluir que:

1. La disposición de la orografía jugó un papel fundamental en la acumulación de la humedad a niveles bajos de la troposfera en la vertiente sur de la Sierra de la Guadarrama, creando un ambiente inestable al bloquear la masa de aire húmeda procedente del Atlántico.
2. La localización de la intrusión seca al oeste de la Península Ibérica ayudó al desarrollo e intensificación del proceso frontogénico, el cual jugó un papel fundamental como mecanismo de disparo para crear un proceso convectivo con precipitaciones intensas.
3. En este caso, tanto a nivel sinóptico como mesoescalar, el modelo WRF ha identificado de forma efectiva el proceso convectivo que llevó a producir un período de nevadas intensas.
4. Este estudio ha permitido conocer con más detalle uno de los procesos convectivos invernales que se ha desarrollado en el centro de la Península Ibérica. Sin embargo, se desconoce si los mecanismos que desarrollaron este proceso son los mismos en otros casos o regiones con precipitaciones convectivas de nieve, o si otros factores mesoescalares diferentes pueden provocar un episodio similar en esta región.

El objetivo 2 pretendía estudiar la evolución del episodio de convección de nieve a partir de medidas en continuo de un MMWR y contrastar estos

resultados con los obtenidos en el capítulo anterior a partir del modelo WRF. En este aspecto las conclusiones más significativas fueron:

1. La identificación del episodio convectivo a partir de las medidas del MMWR y del modelo WRF concuerdan tanto en el tiempo como en el espacio. Así, se encontró un techo de nube durante el episodio convectivo alrededor de los 8 km de altura, ocurriendo entre las 1600 y las 1800 UTC aproximadamente, en el mismo área geográfica.
2. El estudio de los índices de estabilidad TQ, SI, MULI, CIN, MUCAPE y LFC nos ha permitido identificar un período preconvectivo antes de la formación de la convección, de hasta 4 y 6 horas previas al mismo. Este aspecto puede ayudar a la hora de poder predecir futuros episodios de convección con nevadas intensas en esta región. Otras variables como la humedad, el LWP y IWV también indicaron condiciones favorables para la ocurrencia de precipitaciones en forma de nieve horas previas al episodio.
3. Debido a que los radiosondeos comunes no están disponibles en continuo, el MMWR podría jugar un papel importante en la predicción de este tipo de eventos en zonas con mayor riesgo, ya que se han observado indicios de ocurrencia del mismo hasta 6 horas previas al episodio.

Finalmente, el tercer objetivo enfocado a crear una nueva herramienta de predicción de granizo en el MEV basándonos en su comportamiento espacial termodinámico, ha derivado en las siguientes conclusiones:

1. La comparativa de perfiles verticales a partir del WRF junto con perfiles verticales de radiosondeos para situaciones pre-convectivas de tormentas con granizo, concluyó con unos R^2 de 0.999, 0.992 y 0.837 para las variables T, T_d y RH respectivamente, lo que sugiere un buen ajuste entre ellos para esas condiciones atmosféricas.
2. A partir del cálculo de 31 índices de estabilidad derivados de perfiles verticales del modelo WRF, se aplicó una regresión logística binaria y 5 de ellos fueron seleccionados como mejores predictores para formar parte de una ecuación logística de predicción de ocurrencia de granizo si/no: SI, SPD500, Td850, SREH3km y WBZ. Con un POD de 0.940 y un

CONCLUSIONES

FAR de 0.217, esta ecuación demostró una gran capacidad de predicción de tormentas con granizo.

3. A partir de un análisis cluster, 4 grupos diferentes fueron finalmente seleccionados a partir del análisis de la distancia intracluster y el estudio de las características del terreno. Estos grupos definen las distribuciones espaciales características basadas en los resultados de la ecuación logística aplicada a todo el área de estudio. En otras palabras, permiten definir las distribuciones espaciales de las tormentas de granizo en el MEV y alrededores a partir de factores termodinámicos.
4. La distribución de las tormentas con granizo obtenidas por la ecuación logística concuerdan con la distribución obtenida a partir del radar de la banda C del GFA. el posible uso de la ecuación de forma operativa.
5. Se obtuvo una herramienta complementaria para la toma de decisiones, que nos permite determinar la ocurrencia/no ocurrencia de tormentas con granizo a partir de una ecuación logística. La combinación de 5 índices de estabilidad en esta ecuación, permitió obtener mayor poder predictivo que utilizando cada uno de estos índices de forma independiente.

CONCLUSIONS

In Section 1.3 of this dissertation, three principal objectives were defined, two of which are associated with convective episodes with snowfall precipitation. The third is related to hailstorms. The main conclusions of each objective are listed below.

The first objective was to determine synoptic and mesoscale factors of a convective episode with heavy snowfall in the Guadarrama Mountains. The following conclusions were reached:

1. The topography played a major role in the accumulation of moisture at low tropospheric levels on the southern face of the Guadarrama Mountains, blocking a moist air mass from the Atlantic and creating an unstable atmosphere.
2. A dry intrusion on the western Iberian Peninsula assisted the development and intensification of frontogenesis, which had a key role as a trigger mechanism for convection with intense precipitation of snow.
3. The mesoscale WRF model effectively identified the convective environment that produced a period of heavy snowfall, at both synoptic scale and mesoscale.
4. This study provides detailed understanding of a winter convective process on the central Iberian Peninsula. However, it is unknown whether mechanisms involved in development of this process are the same as those in other cases or regions with convective snow precipitation, or whether different mesoscale factors can cause a similar episode in this region.

The aim of the second objective was to study the evolution of the convective snowfall episode using continuous MMWR measurements, and to compare the results with those described in the previous chapter using the WRF. The most significant findings were:

1. Identification of the convective episode using MMWR measurements and the WRF model was consistent in both time and space. Thus, a cloud top was found at about 8-km height during the convective episode, between about 1600 and 1800 UTC in the same geographic area.
2. Investigation of the TQ, SI, MULI, CIN, MUCAPE and LFC stability indices permitted identification of a pre-convective period as much as 4-6 hours prior to the formation of convection. This may be helpful in predicting future episodes of convection with heavy snowfall in the study region. Other variables, such as moisture, LWP and IWV, also indicated conditions favorable for snowfall in the hours prior to the episode.
3. Because relevant soundings were not continuously available, the MMWR can be important for predicting this type of event in high-risk areas, since indications of convection were observed as much as 6 hours before the episode.

Finally, the third objective focused on developing a new tool for predicting hail in the MEV, which is based on thermodynamic spatial behavior. The following conclusions were reached:

1. A comparison of vertical profiles of the WRF model and of soundings for pre-convective hailstorm conditions revealed R^2 of 0.999, 0.992 and 0.837 for variables T, T_d and RH, respectively, suggesting a good fit for these atmospheric conditions.
2. Based on calculation of 31 stability indices derived from WRF vertical profiles, binary logistic regression was applied. Five of these indices were selected as best predictors for inclusion in a binary logistic equation for hail prediction, namely, SI, SPD500, Td850, SREH3km and WBZ. With $POD = 0.940$ and $FAR = 0.217$, this equation demonstrated a strong capacity to predict hailstorm occurrence.
3. Using cluster analysis, four clusters were selected based on analysis of intracluster distance and terrain characteristics. These clusters defined the characteristic spatial distributions based on results of the logistic equation applied to the entire study area. In other words, the clusters enabled definition of the spatial distribution of hailstorms in the MEV and vicinity using thermodynamic factors.

CONCLUSIONS

4. The distribution of hailstorms from the logistic equation agreed with that from the GFA's C-band radar for each cluster.
5. A complementary tool for decision making was developed to determine the occurrence or nonoccurrence of hailstorms using the logistic equation. Combination of the five stability indices in this equation yielded greater predictive power than the use of individual indices independently.

LÍNEAS DE INVESTIGACIÓN FUTURAS

En este apartado separaremos nuevamente los dos bloques de estudio de la Memoria, ya que las investigaciones futuras tomarán caminos diferentes.

Como se ha destacado en el bloque I, las precipitaciones convectivas con nevadas en la Península son infrecuentes, pero cuando se producen suelen provocar daños socioeconómicos importantes. En este aspecto se pretende continuar investigando en otros casos de estudios en el área de la Sierra de Guadarrama y en otros áreas de la Península, para poder determinar sus similitudes, tanto a nivel sinóptico como mesoescalar, a partir del modelo WRF. La dificultad para registrar todos estos episodios mediante el MMWR dificultará el estudio de medidas en continuo de todos los episodios. Sin embargo, dentro del período de 4 años de toma de medidas con el MMWR durante el desarrollo del proyecto TecoAgua, se registraron otros episodios similares al de esta Memoria, por lo que se podrán determinar algunas características similares a partir de estas medidas en continuo.

En el bloque II se destacaron todas las herramientas disponibles a día de hoy para poder predecir las tormentas con granizo en el MEV. Cabe destacar que se han conseguido numerosos avances en la precisión de este tipo de episodios tanto en el tiempo como en el espacio. Por ello, el siguiente objetivo no será crear nuevas herramientas, sino perfeccionar las ya existentes. Para ello, se pretende validar la ecuación logística creada en el capítulo 6, con datos diarios operativos, para poder crear un límite en los resultados de la ecuación que precise mejor los casos de ocurrencia/no ocurrencia de granizo. Así mismo, se pretende regionalizar el área del MEV según sus características físicas y comportamiento termodinámico, de manera que podamos crear una ecuación independiente más adecuada para cada una de las regiones.

ACRÓNIMOS Y ABREVIATURAS

CAPE *Convective Available Potential Index* (Energía Potencial Convectiva Disponible)

CCB *Cold Conveyor Belt* (Cinta Transportadora Fría)

CEFA Centro Experimental de la Fase Atmosférica

CII *Convective Instability Index* (Índice de Inestabilidad Convectiva)

CSI *Conditional symmetric instability* (Inestabilidad Condicional Simétrica)

CYII Canal de Isabel II

DCB *Dry Conveyor Belt* (Cinta Transportadora Seca)

ECMWF *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*

θ_e *Equivalent Potential Temperature* (Temperatura Potencial Equivalente)

EPV *Equivalent Potential Vorticity* (Vorticidad Potencial Equivalente)

F₈₅₀ Flujo de viento a 850 hPa

FAR *False Alarm Ratio* (Tasa de Falsas Alarmas)

HRV *High Resolution Visible*

INTA Instituto Nacional de Tecnología Aeroespacial

IWV *Integrated Water Vapor* (Vapor de Agua Integrado)

LFC *Level of Free Convection* (Nivel de Convección Libre)

LWC *Liquid Water Content* (Contenido de Agua Líquida)

LWP *Liquid Water Path* (Agua Líquida Integrada)

MEV *Middle Ebro Valley* (Valle Medio del Ebro)

M_g *Absolute Geostrophic Momentum* (Momento Absoluto Geostrófico)

MMWR *Multichannel Microwave Radiometer* (Radiómetro de Microondas Multicanal)

MM5 *5th Generation of University-National Center for Atmospheric Research Mesoscale Model*

MRT *Radiative Transfer Model* (Modelo de Transferencia Radiativa)

NCAR *National Center for Atmospheric Research*

NCEP *National Centers for Environmental Prediction*

NMHD *Nowcasting Model for the Detection of Hailstorms*

NS *Neutral Stability* (Estabilidad Neutral)

PCA *Principal Component Analysis* (Análisis de Componentes Principales)

PCs *Principal Components* (Componentes Principales)

PI *Potential Instability* (Inestabilidad Potencial)

POD *Probability of Detection* (Probabilidad de Detección)

PV *Potential Vorticity* (Vorticidad Potencial)

Q_{850} *Humedad específica a 850 hPa*

QG *Quasi-geostrophic* (Cuasigeostrófico)

R^2 *Correlation coefficient* (Coeficiente de correlación)

RH *Relative Humidity* (Humedad Relativa)

RMSE *Room mean square error* (Error cuadrático medio)

SD *Standard deviation* (Desviación estandar)

SEVIRI *Spinning Enhanced Visible and IR Image*

SI *Showalter Index*

SPD500 velocidad del viento a 500 hPa

SREH3km Helicidad relativa entre 0 y 3 km

SS *Severe storm* (Tormenta severa)

SSs *Severe storms* (Tormentas severas)

T Temperatura (K)

Td Temperatura del punto de rocío

Td850 Temperatura del punto de rocío a 850 hPa

TROWAL *Trough of Warm Air Aloft*

θ_w *Wet-bulb Potential Temperature* (Temperatura Potencial del bulbo húmedo)

VIL *Vertically integrated liquid* (Agua Líquida Integrada en la Vertical)

WBZ *Wet bulb zero height* (Altura de la temperatura del bulbo húmedo a 0 °C)

WCB *Warm Conveyor Belt* (Cinta Transportadora Cálida)

WRF *Weather Research and Forecasting*

WSS *Weak Symmetric Stability* (Débil Estabilidad Simétrica)

WV *Water Vapor* (Vapor de Agua)

WVC *Water Vapor Content* (Contenido de Vapor de Agua)

WVFD Divergencia del vapor de agua entre 1000 y 700 hPa

LISTADO DE PUBLICACIONES

Esta Memoria de Tesis Doctoral se ha presentado por compendio de publicaciones, las cuales componen los capítulos principales de la misma. Por otra parte, la autora ha participado en el desarrollo de otras publicaciones en calidad de coautora.

• Artículos del compendio de publicaciones:

1. Gascón, E., Sánchez, J.L., Charalambous, D., Fernández-González, S., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Numerical diagnosis of a heavy snowfall event in the center of the Iberian Peninsula (2015) *Atmos. Res.*, 153, 250-263. doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.001.
2. Gascón, E., Sánchez, J.L., Fernández-González, S., Hermida, L., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Monitoring a convective winter episode of the Iberian Peninsula using a multichannel microwave radiometer (2015) *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120, 1565-1581. doi:10.1002/2014JD022510.
3. Gascón, E., Merino, A., Sánchez, J.L., Fernández-González, S., García-Ortega, E., López, L., Hermida, L., 2015. Spatial distribution of thermodynamic conditions of severe storms in southwestern Europe, *Atmos. Res.*, 164-165, 194-209, doi:10.1016/j.atmosres.2015.05.012.

• Artículos publicados como coautora:

1. Fernández-González, S., Valero, F., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Analysis of a seeder-feeder and freezing drizzle event (2015) *J. Geophys. Res. Atmos.*, . Article in Press. doi:10.1002/2014JD022916.

-
2. Merino, A., Fernández, S., Hermida, L., López, L., Sánchez, J.L., García-Ortega, E., Gascón, E. Snowfall in the northwest Iberian Peninsula: Synoptic circulation patterns and their influence on snow day trends (2014) *Scientific World J.*, 2014, no. 480275, doi:10.1155/2014/480275.
 3. Merino, A., Wu, X., Gascón, E., Berthet, C., García-Ortega, E., Dessens, J. Hailstorms in southwestern France: Incidence and atmospheric characterization (2014) *Atmos. Res.*, 140-141, 61-75. doi:10.1016/j.atmosres.2014.01.015.
 4. Fernández-González, S., Valero, F., Sanchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Observation of a freezing drizzle episode: A case study (2014) *Atmos. Res.*, 149, 244-254. doi:10.1016/j.atmosres.2014.06.014.
 5. Fernández-González, S., Sánchez, J.L., Gascón, E., López, L., García-Ortega, E., Merino, A. Weather features associated with aircraft icing conditions: A case study (2014) *Scientific World J.*, 2014, no. 279063, doi:10.1155/2014/279063..
 6. García-Ortega, E., Hermida, L., Hierro, R., Merino, A., Gascón, E., Fernández-González, S., Sánchez, J.L., López, L. Anomalies, trends and variability in atmospheric fields related to hailstorms in northeastern Spain (2014) *Int. J. Climatol.*, 34, 3251-3263. doi:10.1002/joc.3910.

• **Capítulos de libro:**

1. Sánchez, J.L., Merino, A., López, L., García-Ortega, E., Gascón, E., Fernández-González, S., Marcos, J.L. OBSERVACIÓN, ANÁLISIS Y PREDICCIÓN DE TORMENTAS DE GRANIZO. *Fenómenos meteorológicos adversos*. 1, pp. 127-141. Consorcio de Compensación de Seguros, 2013.

MEMORIA DE TESIS DOCTORAL PARA LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE DOCTOR CON MENCIÓN INTERNACIONAL

En esta Memoria de Tesis Doctoral se expone una investigación sobre precipitaciones convectivos haciendo uso del modelo mesoescalar WRF y de un radiómetro de microondas multicanal (MMWR).

Se ha profundizado, en primer lugar, en el conocimiento de los mecanismos que producen tormentas de nieve en la Península Ibérica a partir de un caso de estudio, y por otro, se ha creado una herramienta nueva complementaria para la toma de decisiones en la predicción de granizo.

Los trabajos desarrollados en el marco de esta tesis se encuadran dentro de los proyectos del Grupo de Física de la Atmósfera de la Universidad de León.

Tesis dirigida por:

Dr. José Luis Sánchez Gómez

Dr. Andrés Merino Suances