



UNIVERSITAT_{DE}
BARCELONA

Precipitació i circulacions mesoescalars en zones d'orografia complexa

Sergi González Herrero



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution 4.0. Spain License.**

TESI DOCTORAL
**PRECIPITACIÓ I CIRCULACIONS
MESOESCALARS EN ZONES D'OROGRAFIA
COMPLEXA**

AUTOR:
SERGI GONZÀLEZ HERRERO

DIRECTOR:
JOAN BECH RUSTULLET

PROGRAMA DE DOCTORAT EN FÍSICA
DEPT. DE FÍSICA APLICADA
FACULTAT DE FÍSICA
2019



UNIVERSITAT DE
BARCELONA





2

Agraïments

Espero que em perdoneu, però ja sabeu que en aquestes coses jo soc molt escarrit:

A en Joan Bech, el meu director de tesi, amb qui m'he sentit molt còmode durant aquests anys. Ha estat un plaer treballar amb tu!

Als companys del departament i del projecte ATMOUNT amb els qui he treballat i discutit, especialment a la Mireia que ha contribuït parcialment en aquesta tesi. No m'heu vist massa el pèl però sempre m'heu donat suport si ho he necessitat.

Als meus companys del GPV i de la DT de Catalunya de AEMET. Sou molts i no us podria nombrar a tots. No podria haver caigut en millor lloc. Vull fer especial menció a en Alfons, Pau i Ernest els quals han contribuït parcialment en aquesta tesi.

A tots els companys del Grup Antàrtic de AEMET i de MICROAIRPOLAR. A tots els científics i científiques que m'han acompanyat per l'Antàrtida i que han acabat sent bons amics. A tots els BAERos i companys de la UTM. Gracies a tots vosaltres he viscut experiències fantàstiques, sempre molt ben acompanyat.

A tots els amics i persones que no s'encaben en les definicions anteriors, com la Helena i en Jordi (i els petits Eloi i Aina) i a tots els amics de castells siguin Saballuts o Ganapies, a la família Sueiro que em dona suport sempre des de Galícia, a la Estefi, Lluís, Oscar, Julia, Anna, Alba, etc. i a tots els meus amics que no he nombrat i que en algun moment o altre estan en la meva vida.

A l'Andreu, Didac, Dani, Albert, Pau, Josep, Ana. El mon no és suficient per encabir-vos.

A la meva mare, el meu pare, el meu germà i a tota la meva família. Moltes gracies perquè aquest és el fruit de la vostra educació.

A la Raki... qui sempre m'ha acompanyat i m'ha empès quan ho he necessitat per a que acabi el camí.



Resum

L'orografia té un impacte molt important en la circulació del vent i en la precipitació a totes les escales, des de la microescala fins a la macroescala. La complexitat i la singularitat de les interaccions entre el relleu i l'atmosfera fan que el seu estudi sigui complicat. En aquesta tesi es pretén aportar nous coneixements sobre aquestes interaccions, posant èmfasi en l'estudi de la microescala i la mesoescala. Per a fer-ho ens hem focalitzat en la resolució de problemes concrets. D'aquesta forma, s'han utilitzat diferents metodologies i fonts de dades per a tractar cadascuna de les tres parts en que està composta aquesta tesi.

En la primera part s'ha realitzat una caracterització dels extrems absoluts de precipitació a Espanya a diverses escales temporals. Utilitzant tots els registres de les bases de dades de precipitació d'AEMET es presenten els rècords històrics de pluja per a escales que van dels 10 minuts fins als 2 anys. S'ha estudiat que l'escalat d'aquestes dades és compatible amb una llei potencial del tipus $R = a D^b$ on R és la precipitació per a una pluja extrema de durada D . Finalment s'ha caracteritzat la variabilitat regional i estacional d'aquest escalat. Els resultats de l'anàlisi mostren que la proximitat al mar i la influència orogràfica són elements claus en la localització d'aquests extrems a Espanya. Tot i així, l'orografia té una influència menor per a escales curtes mentre que aquesta és major a escales llargues.

En la segona part s'ha estudiat la precipitació hivernal i les circulacions de muntanya a la vall de la Cerdanya (Pirineus Orientals) des del punt de vista microfísic, utilitzant dades de sensors no convencionals, tant remots com *in-situ*. En concret, s'ha analitzat les mesures del disdròmetre *Parsivel* i del *Micro Rain Radar* (MRR) obtingudes durant la campanya experimental Cerdanya-2017 realitzada en el marc del projecte *ATMOUNT*, i s'han desenvolupat i aplicat noves metodologies per a l'anàlisi d'aquest tipus de dades. Després de descriure els episodis de precipitació ocorreguts durant la campanya s'ha analitzat la precipitació global, tant de la neu com de la pluja des del punt de vista microfísic. S'ha examinat com responen els perfils de precipitació a diferents fenòmens, com per exemple, al pas d'un front càlid, i s'ha observat i comprovat la existència d'un desacoblament entre la precipitació sòlida i la circulació atmosfèrica a nivells baixos de la vall.

En la tercera part s'ha estudiat com interacciona la circulació atmosfèrica a nivells baixos davant l'orografia costanera del litoral català. En concret, s'ha identificat i analitzat la resposta ageostròfica mesoescalar de l'aire en forma de corrents de densitat atrapades per la costa (CTDs en les seves sigles en anglès), que pot comportar greus conseqüències en seguretat i pèrdues econòmiques a l'aeroport de Barcelona. Després de realitzar una climatologia d'aquest fenomen a la zona per tal de caracteritzar-lo, s'ha estudiat en detall l'origen dinàmic d'aquestes pertorbacions mitjançant anàlisis d'escala i dels seus mecanismes de forçament. També s'ha analitzat el rol que té l'escalfament diürn en el desenvolupament i durada d'aquest fenomen, per tal de millorar la seva predictibilitat en el futur.

Aquests estudis pretenen contribuir en l'aprofundiment del coneixement de les interaccions orogràfiques tant en la precipitació com en les circulacions mesoescalars induïdes pel relleu, de forma que a la llarga puguin contribuir a la millora les estimacions de precipitació en zones d'orografia complexa així com els models conceptuals i numèrics de predicció.

Resumen

La orografía tiene un impacto muy importante en la circulación del viento y en la precipitación en todas las escalas, desde la microescala hasta la macroescala. La complejidad y la singularidad de las interacciones entre el relieve y la atmósfera hacen que su estudio sea complicado. En esta tesis se pretende aportar nuevos conocimientos sobre estas interacciones poniendo énfasis en el estudio de la microescala y la mesoescala. Para realizarlo nos hemos focalizado en la resolución de problemas concretos. De esta forma se han usado distintas metodologías y fuentes de datos para tratar cada una de las tres partes que componen esta tesis.

En la primera parte se ha realizado una caracterización de los extremos absolutos de precipitación en España a distintas escalas temporales. Usando los registros de las bases de datos de precipitación de AEMET se presentan los récords históricos de lluvia para escalas que van desde los 10 minutos hasta los 2 años. Se ha estudiado que el escalado de estos datos es compatible con una ley potencial del tipo $R = a D^b$ donde R es la precipitación medida para una lluvia extrema de duración D . Finalmente se ha caracterizado la variabilidad regional y estacional de este escalado. Los resultados del análisis muestran que la proximidad del mar y la influencia orográfica son elementos clave en la localización de estos extremos en España. A pesar de ello, la orografía tiene una influencia menor para escalas cortas mientras que esta es mayor para escalas de tiempo largas.

En la segunda parte se ha estudiado la precipitación invernal y las circulaciones de montaña en el valle de la Cerdaña (Pirineos Orientales) desde el punto de vista microfísico, utilizando datos de sensores no convencionales, tanto remotos como *in situ*. En concreto, se han analizado las medidas del disdrómetro *Parsivel* y del *Micro Rain Radar* (MRR) obtenidos durante la campaña experimental Cerdanya-2017, realizada en el marco del proyecto ATMOUNT, y se ha desarrollado y aplicado nuevas metodologías para el análisis de este tipo de datos. Después de describir los episodios acontecidos durante la campaña, se ha analizado la precipitación global, tanto de nieve como de la lluvia desde el punto de vista microfísico. Se ha examinado mediante casos de estudio como responden los perfiles de precipitación a distintos fenómenos, como por ejemplo el paso de un frente cálido. También se ha observado y comprobado la existencia de un

desacoplamiento entre la precipitación sólida y la circulación atmosférica a niveles bajos del valle.

8

En la tercera parte se ha estudiado como interacciona la circulación atmosférica a niveles bajos ante la orografía costera del litoral catalán. En concreto, se ha identificado y analizado la respuesta ageostrófica mesoescalar del aire en forma de corrientes de densidad atrapadas por la costa (CTDs en sus siglas en inglés), que pueden comportar graves consecuencias en seguridad y pérdidas económicas en el aeropuerto de Barcelona. Después de realizar una climatología de este fenómeno en la zona para así caracterizarlo, se ha estudiado en detalle el origen dinámico de estas perturbaciones mediante el análisis de escala y de sus mecanismos de forzamiento. También se ha examinado el rol que tiene el calentamiento diurno en el desarrollo y duración de este fenómeno, para así mejorar su predictibilidad en el futuro.

Estos estudios pretenden contribuir a la profundización del conocimiento de las interacciones orográficas tanto en la precipitación como en las circulaciones mesoescalares inducidas por el relieve, de forma que a la larga puedan contribuir a mejorar las estimaciones de precipitación en las zonas de orografía compleja, así como los modelos conceptuales y numéricos de predicción.

Abstract

The orography of a region has a large impact on the precipitation and the circulation of the wind at all scales, from the microscale to the macroscale. However, the study the interactions between the relief and the atmosphere is difficult due to their singularity and complexity. This thesis intends to improve the knowledge of those interactions, with emphasis on microscale and mesoscale. To do this, several methodologies and data sources have been used to deal with each of the three parts in which this thesis has been divided.

The first part characterizes the absolute extreme precipitation records in Spain on different temporal scales. Using all the records of the AEMET precipitation databases, the highest historical point-based rainfall values are presented for scales ranging from 10 minutes to 2 years. It has been established that these data are compatible with a power-law scaling $R = a D^b$ where R is the maximum rainfall record achieved during duration D . Finally, the regional and seasonal variability of the scaling law have been characterized. The results of this analysis show that the proximity to the sea and the orographic influence are key elements to achieve a record in Spain. However, the orography has less influence on short scales and higher influence in large scales.

Winter microphysical precipitation and mountain circulations in the Cerdanya valley (Eastern Pyrenees) have been studied in the second part of this thesis using non-conventional instrumentation both remote sensing and *in-situ* measurements. In particular, data from a *Parsivel* disdrometer and from a *Micro Rain Radar* (MRR) measured during the experimental campaign Cerdanya-2017 has been analyzed. New methodologies for the analysis of this kind of data have been developed and applied. Having described the precipitation events occurred during the campaign, global precipitation for both the snow and rain have been analyzed from the microphysical perspective. The results in this part show the response of the precipitation profiles for different phenomena, for example a warm front passage or the existence of a decoupling between the snow and the low-level valley induced circulations.

The third part studies the interaction of the low-level atmospheric circulation and the coastal orography on the Catalan coast. Specifically, the mesoscale ageostrophic reaction of the air have been identified as Coastally Trapped Disturbances (CTDs). CTDs may become a weather hazard for low-level aircraft operations on the Barcelona airport

and may produce substantial economic losses. A climatology of CTDs in this area has been performed in order to characterize these phenomena, and the dynamic origin of the disturbances have been studied using scale analysis and examining their forcing mechanisms. Finally, the role of the diabatic heating on the development and duration of CTDs have been analysed in order to improve their future predictability.



The results of these studies aim to contribute to a better understanding of the orographic interactions for both the precipitation and the mesoscale circulations in such a way they serve to eventually improve the precipitation estimates in complex orography areas and to make progress in the conceptual models and the numerical weather prediction.

Índex

INTRODUCCIÓ.....	15
1. Motivació i estructura de la tesi	15
2. Objectius	16
2.1. Objectius Transversals	17
2.2. Objectius Específics	17
PART I. PRECIPITACIONS EXTREMES EN ZONES D'OROGRAFIA COMPLEXA.....	19
1. Conceptes previs	19
1.1. Precipitació i orografia complexa.....	19
1.2. Precipitacions extremes	23
2. Metodologia i Dades.....	25
2.1. Extrems de precipitació a l'Estat espanyol.....	25
2.2. Extrems de precipitació mundials	28
3. Resultats.....	29
3.1. Discussió dels rècords de precipitació.....	29
3.2. Escalat dels rècords	32
3.3. Variabilitat regional i estacional dels rècords	35
4. Conclusions del capítol.....	40
Referències del capítol.....	42
PART II. PROCESSOS DE PRECIPITACIÓ EN OROGRAFIA COMPLEXA	45
1. Conceptes previs	45
1.1. Distribució de mides de les gotes de pluja	45
1.2. Variacions de la DSD per diferents processos de precipitació.....	48
1.3. La DSD en la diferents tipus de precipitació i en la precipitació de muntanya	49
2. Campanya d'observació Cerdanya-2017	53
2.1. Àrea d'estudi	53
2.2. Pluviòmetres	55
2.3. Disdròmetre Parsivel	56

2.4.	Micro Rain Radar	56
2.5.	Altres instruments.....	57
2.6.	DSD de la precipitació líquida mitjançant el Parsivel.....	57
2.7.	Paràmetres derivats per a la precipitació sòlida	58
3.	Precipitació durant la campanya	60
3.1.	Descripció de la campanya.....	60
3.2.	Estructura vertical dels episodis de precipitació sòlida durant la campanya.....	62
3.3.	Climatologia de la DSD de la precipitació líquida durant la campanya	64
4.	Casos d'estudi.....	69
4.1.	24-25 de març de 2017	69
4.2.	30 de abril de 2017	75
4.3.	15-16 de gener de 2017	79
5.	Conclusions del capítol.....	90
	Referències del capítol.....	92

PART III. CIRCULACIONS MESOESCALARS FORÇADES PER L'OROGRAFIA COMPLEXA

99

1.	Conceptes previs	99
1.1.	Circulació del vent i orografia complexa	99
1.2.	Sistema de vents Tramuntana – Mestral.....	101
1.3.	Pertorbacions costaneres atrapades	103
2.	Metodologia	104
2.1.	Descripció del model HARMONIE-AROME	104
2.2.	Experiments numèrics de sensibilitat.....	105
2.3.	Anàlisi dels mecanismes de forçament.....	105
3.	Climatologia de les CTDs a l'aeroport de Barcelona	106
4.	Casos d'estudi.....	108
4.1.	28 de maig de 2013	108
4.2.	30 de març de 2013	118
5.	Conclusions del capítol.....	124
	Referències del capítol.....	127

	RESUM I CONCLUSIONS	131
--	----------------------------------	------------

1.	Avaluació dels objectius	131
1.1.	Objectius Transversals	131
1.2.	Objectius Específics	132
2.	Línies d'investigació futures.....	134
	REFERÈNCIES	135

ANNEXES 147

Annex A:	Visualització d'una sèrie sintètica de partícules precipitants	147
Annex B:	Mètode per escollir el cristall simple de neu més adequat amb el MRR i el Parsivel.	149
Annex C:	Rècords pluviomètrics d'Espanya per a diferents escales.....	151
Annex D:	Llistat de contribucions.....	155

INTRODUCCIÓ

*“When things are easy, I hate it”
—Ernest Shackleton—*

1. Motivació i estructura de la tesi

Des de temps antics es coneix que les muntanyes modifiquen les condicions meteorològiques presents en elles i els seus voltants. Són àmpliament coneguts molts vents que tenen origen en les muntanyes i als quals se’ls hi ha donat noms que avui en dia encara s’usen com la *Tramontana* o *Tramuntana* a Itàlia i a Catalunya, el *Bora* als Balcans, *Chinook* en les grans planes de Nord Amèrica o el *Föhn* a Suïssa i Alemanya. Les formacions de núvols que es generen a les zones de muntanya també són força conegudes, destacant les bandes de núvols formats per les ones de muntanya, els núvols lenticulars o els núvols de bandera que han esdevingut símbol d’algunes muntanyes com el Penyal de Gibraltar o a la Ciutat del Cap. La influència de les muntanyes en el temps arriba també al refranyer popular, on la dita “*Si els núvols van cap a la muntanya, posa el blat a la cabanya; si van cap al pla, posa’l a soleiar*” indica com la precipitació es veu influenciada per la presència de les muntanyes.

Així, l’interès per entendre com el relleu modifica les condicions meteorològiques va motivar a que poc després del naixement de les primeres observacions meteorològiques científiques al segle XVII es realitzessin ja les primeres observacions

específiques sobre les muntanyes i que al finals del segle XIX es comencessin a fer observacions completes i sistemàtiques en observatoris situats en zones de muntanya (Barry 2008). Tot i així, aquests primers observatoris presentaven molts problemes: molts d'ells han patit grans discontinuïtats degut a dificultats pressupostàries o s'han ubicat en zones de fàcil accés i no són totalment representatius de la zona. No fou fins als anys 80s del segle XX quan es van començar a desenvolupar les primeres campanyes de camp per tal d'entendre la influència de les zones alpines en la meteorologia. Experiments de camp com l'ALPEX, el MAP (Medina et al. 2005) o el PYREX (Bougeault et al. 1997) incrementaren notòriament el nostre coneixement de com les zones d'orografia complexa modifiquen els vents, els fluxos d'energia, la precipitació, etc. Tot i així, l'estudi de com l'orografia influencia les condicions meteorològiques de l'entorn dista molt d'estar completa. Les muntanyes modifiquen de moltes formes diverses les característiques meteorològiques, i cada serralada o muntanya ho fa d'una forma diferent, depenent de la seva altura, latitud, continentalitat, orientació, etc.

Aquesta tesi pretén aportar nous coneixements en relació a la influència de l'orografia complexa en les circulacions atmosfèriques locals i mesoescalars així com en la precipitació. Degut a l'amplitud que té aquesta matèria, hem contribuït en diversos aspectes mitjançant diferents metodologies focalitzant-nos en la resolució de problemes concrets. D'aquesta forma, aquesta tesi està organitzada en tres blocs o parts concretes cadascuna amb l'explicació dels seus mètodes i els coneixements previs per tal de poder emmarcar la investigació. En la primera part estudiem com es distribueixen els extrems absoluts de precipitació a diferents escales temporal i com la proximitat al mar i l'orografia repercuteixen en l'assoliment d'aquests extrems. En una segona part ens centrem en la microfísica de la precipitació, i especialment en com les circulacions locals d'origen orogràfic modifiquen o no la distribució de mides de les partícules precipitants. Finalment, en la tercera part estudiem a fons com les situacions de Tramuntana i l'orografia costanera a Catalunya generen recurrentment circulacions mesoescalars anomenades pertorbacions costaneres atrapades, un fenomen que fins ara no s'havia descrit en aquesta zona i que implica canvis sobtats a les circulacions a nivells baixos que potencialment poden impactar seriosament les operacions aeronàutiques a la zona.

2. Objectius

Els objectius científics d'aquesta tesi doctoral es descriuen a continuació en un marc general o objectius transversals, i uns objectius més concrets o específics.

2.1. Objectius Transversals

OT1. Anàlisi de la influència de l'orografia complexa en els processos de precipitació a diferents escales temporals i espacials.

L'orografia influeix en els processos de precipitació a diferents escales temporals i espacials, des de la microescala fins a la macroescala seguint la classificació d'Orlanski (1975). Es pretén ampliar el coneixement sobre com són les interaccions entre l'orografia i els núvols precipitants, posant èmfasi en l'anàlisi conjunt de diferents escales.

OT2. Anàlisi de les circulacions forçades per l'orografia i els fenòmens associats.

A part de la precipitació, l'orografia afecta a la circulació troposfèrica interactuant amb ella de diferents formes. A Catalunya es coneixen bé les interaccions a escala sinòptica però encara es desconeixen moltes interaccions a escales més petites en les diferents serralades del territori. Es pretén millorar el coneixement de les circulacions atmosfèriques forçades per l'orografia a mesoescala i estudiar els efectes que provoquen aquestes interaccions.

2.2. Objectius Específics

OE1. Determinació i anàlisi dels extrems absoluts de precipitació a Espanya.

Per tal de caracteritzar els episodis de precipitació és important saber com es distribueixen els seus extrems. Però la precipitació no es comporta igual a diferents escales. Es proposa l'estudi de la precipitació extrema mesurada in-situ per diferents escales temporals i regions, analitzant el seu escalat i la influència orogràfica en la seva consecució.

OE2. Desenvolupament de metodologies per a l'anàlisi d'observacions no convencionals.

Durant la campanya experimental ATMOUNT en que s'emmarca una part de la tesi, s'obtingué una sèrie d'observacions meteorològiques no convencionals a la vall de la Cerdanya. La combinació única d'aquest tipus d'instrumentació permet l'anàlisi en detall de l'evolució microfísica del diferents episodis. Però per poder analitzar tots aquests episodis és necessari desenvolupar primerament les metodologies i tècniques de treball. Es proposa l'elaboració de tècniques comparatives per poder extreure la màxima informació de les diverses observacions.

OE3. Anàlisi de casos d'estudi de precipitació de muntanya des del punt de vista microfísic.

La complexitat de les interaccions entre els núvols precipitants i l'orografia ha fet que aquest sigui un camp d'estudi recurrent en la meteorologia. Actualment hi ha en curs diversos programes internacionals d'investigació sobre aquest tema. Es proposa estudiar

en concret, mitjançant casos d'estudi, els efectes en la precipitació de les estructures cinètiques associades a les ones de muntanya, un tema que recentment ha sorgit arran de diverses campanyes experimentals i el qual encara es desconeixen força detalls.

OE4. Estudi de les circulacions i efectes orogràfics en les masses d'aire durant episodis de tramuntana-mestral.



18

Recentment s'ha observat que els episodis de tramuntana-mestral poden produir un fenomen d'intensificació del vent en el litoral central català que suposen un perill aeronàutic. Es proposa realitzar una climatologia del fenomen i identificar la situació que causa aquesta intensificació.

OE5. Anàlisi de l'origen i mecanismes associats a les irrupcions de vent a la costa del Mediterrani nord-occidental.

Després d'analitzar la distribució climatològica del fenomen, es proposa caracteritzar els mecanismes que els generen mitjançant casos d'estudi. L'estudi detallat d'aquests casos, analitzant els elements crítics per al seu desenvolupament permetrà millorar la predictibilitat d'aquest fenomen i una millora en la seguretat aeronàutica durant aquest tipus de situació.

PART I. PRECIPITACIONS EXTREMES EN ZONES D'OROGRAFIA COMPLEXA

*“Meteorology is full of excitingly fashionable chaos and complexity”
—Terry Pratchett—*

1. Conceptes previs

1.1. Precipitació i orografia complexa

Un dels factors físics que més modifica la precipitació, tant a escala local com global són les muntanyes (Houze 2012). A mesura que els núvols precipitants interactuen amb les muntanyes, les circulacions mesoescalars i la microfísica de la precipitació és fortament influïda per les característiques del terreny.

A escala global aquesta influència és molt evident (Roe 2005). La figura I-1 mostra la precipitació global en la Terra superposada a una visió idealitzada de la circulació atmosfèrica global i als eixos de les principals barreres orogràfiques. La circulació atmosfèrica global és el principal factor en la distribució global de la precipitació, i explica molt bé per exemple, la distribució de molts dels deserts del mon. Tot i així hi ha moltes variacions en la distribució global de la precipitació, especialment longitudinals, que la circulació global no pot explicar. Vegi's com a exemple el canvi longitudinal sobtat que es dona al Con Sud d'Amèrica del Sud. Al superposar els eixos

de les grans serralades al mapa de precipitació, veiem com moltes d'aquestes variacions poden ser explicades per la presència de grans serralades; en l'exemple anterior per la serralada dels Andes. Així, al llarg de les grans serralades la precipitació normalment es maximitza allà on els vents predominants carregats d'humitat impacten sobre la serra, mentre que a sotavent dels vents predominants es crea una característica ombra pluviomètrica (Roe 2005).

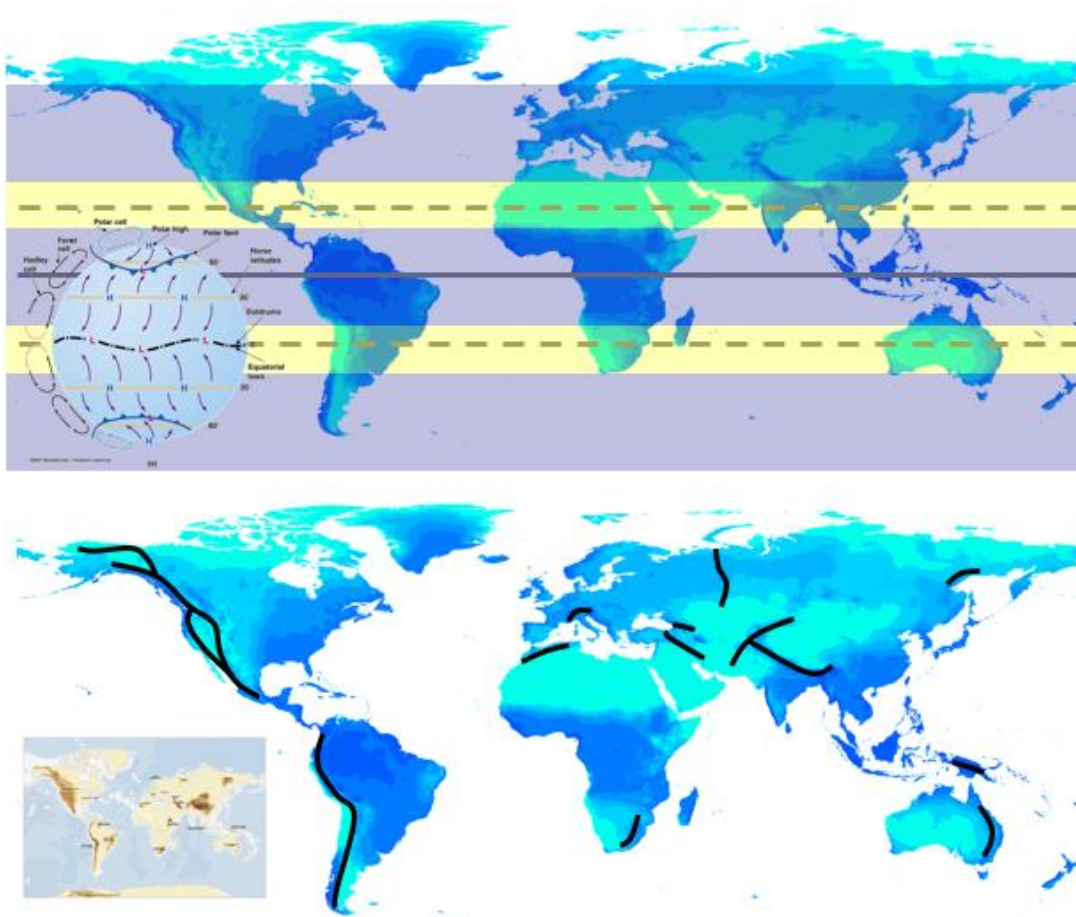


Figura I-1. Distribució mundial de la precipitació en relació a la circulació atmosfèrica global idealitzada (a dalt) i les grans serralades (a baix).

Malgrat que la influència de les muntanyes en la precipitació a gran escala és relativament simple, a escales més petites, la relació entre l'orografia i la precipitació és molt més complexa (Roe 2005). En una revisió holística sobre aquesta matèria, Houze (2012) identificà fins a 12 mecanismes pels quals l'orografia afecta als núvols precipitants (figura I-2). Aquests mecanismes són resumits a continuació:

- (a) *Ascens estable.* Quan la massa d'aire que s'aproxima a la barrera és estable i flueix muntanya amunt, a mesura que l'aire es refreda, pot arribar al seu nivell

de condensació i formar un núvol estratiforme a sobrevent (figura I-2a). Un cop condensats, si el creixement dels hidrometeors continua, aquests poden caure en forma de precipitació. Aquest fenomen pot ocórrer de forma aïllada o embegut dins d'un sistema frontal. A sotavent, el núvol generalment s'evapora, tot i que a vegades se'n poden formar de nous si es produeixen ones de muntanya de propagació vertical (Jiang and Smith 2003).

- (b) *Alliberament d'inestabilitat condicional*. Si l'aire en comptes d'estable és condicionalment inestable i es forçat a ascendir fins al seu nivell de convecció lliure, es formarà un núvol convectiu (figura I-2b). Aquest mecanisme va sovint acompanyat de precipitacions intenses, i poden ser extremes en el cas de que es produeixi un fort transport d'humitat cap a les muntanyes en forma de *Low Level Jet* (LLJ) (Lin et al. 2001; Chen et al. 2005) o, per exemple, si un cicló tropical interseca les muntanyes (Lin and Witcraft 2006; Quetelard et al. 2009).
- (c) *Ascens diürn*. L'aire de les vessants de les muntanyes, a l'escalfar-se ascendeix i convergeix sobre la cresta de les muntanyes (figura I-2c). Si arriba al nivell de condensació lliure crearà un núvol que pot produir precipitació convectiva, en general durant la segona meitat del dia. Es pot donar que l'escalfament del terreny generi també ones de gravetat que formin noves cèl·lules convectives lluny de les muntanyes (Mapes et al. 2003).
- (d) *Descens nocturn*. El refredament nocturn del terreny genera corrents descendents que poden convergir amb aire inestable i humit situat a la base de les muntanyes (figura I-2d). Si les muntanyes es situen a prop de la costa, la brisa nocturna pot interaccionar amb l'aire marítim potencialment inestable produint fortes precipitacions tal i com ocorre durant la tardor al Mediterrani (Mazon and Pino 2015).
- (e) *Ascens sobre terreny poc elevat*. Com en el mecanisme (a), un núvol precipitant al ascendir per la muntanya genera un màxim de precipitació a sobrevent, però si la muntanya no té una altura suficient, les descendències no evaporen la precipitació a sotavent i el núvol així com les partícules precipitants s'advectionen a sotavent del turó (figura I-2e).
- (f) *Procés seeder-feeder*. En aquest procés es formen dues capes de núvols separades, un núvol precipitant (el *seeder*) que és advectat sobre un turó que presenta un núvol orogràfic (el *feeder*) sobre el seu cim (figura I-2f). Les partícules precipitants del núvol elevat creixen per acreció de hidrometeors dins del núvol orogràfic, incrementant la precipitació sobre el turó (Bergeron 1965).
- (g) *Convecció associada a ones de muntanya*. A sotavent de la muntanya, el moviment ascendent de les ones gravitatòries pot disparar o ajudar al desenvolupament de la convecció si les condicions ambientals són adequades (Kirshbaum and Bryan 2007), per exemple (figura I-2g,h).

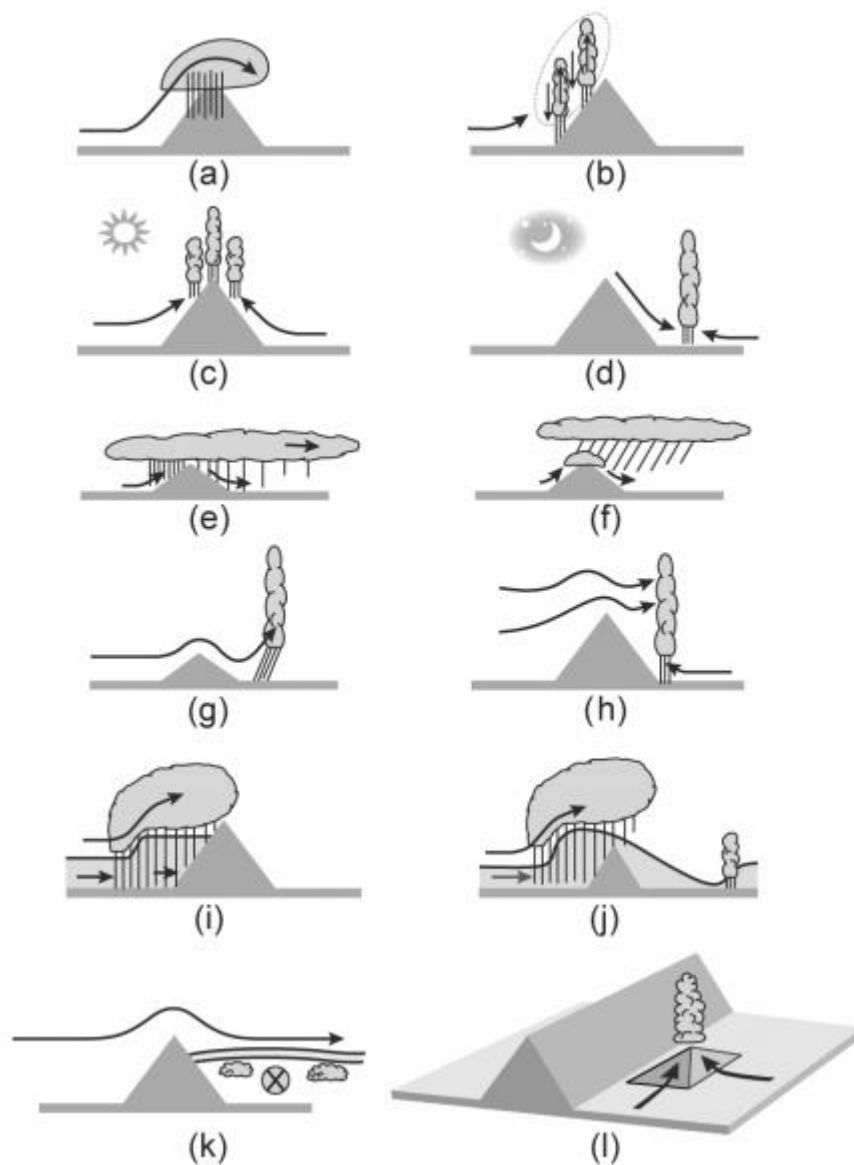


Figura I-2. Mecanismes pels quals la orografia afecta als núvols precipitants. Font: Houze (2012).

- (h) *Efectes de bloqueig en la precipitació.* L'aire a sobrevent d'una serralada que és molt estable o que té una velocitat transversal a la cresta molt petita (*i.e.* té un nombre de Froude baix) queda bloquejat i no és capaç de superar l'obstacle. Aquest aire bloquejat pot afectar als sistemes frontals o als sistemes convectius mesoescalars (figura I-2i,j), per exemple, aturant-los corrent amunt de la muntanya (Reeves and Lin 2007). Si el bloqueig es parcial l'aire pot retornar a l'equilibri en forma de salt hidràulic, que pot produir un nou núvol precipitant a sotavent de la muntanya (Bhushan and Barros 2007).
- (i) *Inhibició i desaparició de la convecció profunda.* Quan es produeix convecció profunda prop de les grans serralades, la configuració dels vents i l'orografia pot inhibir-la o enfortir-la. Per exemple, els corrents descendents a sotavent de les serralades poden generar una inversió que inhibeixi el desenvolupament

de grans núvols convectius (figura I-2k). Però si es trenca la inversió, l'energia emmagatzemada pot ser alliberada de cop i volta generant violentes tempestes. Les convergències sobre un turó a prop de les muntanyes (figura I-2l), en un front, en una *dry line* o en un corrent de densitat són altres mecanismes que poden trencar la inversió.

Aquests mecanismes exemplifiquen com l'orografia complexa modifica la precipitació ajudant en molts casos a que aquesta s'intensifiqui. És per tant raonable pensar que moltes de les precipitacions més abundants puguin estar associades amb interaccions amb el terreny. Aquest tema és investigat al llarg d'aquest capítol.

1.2. Precipitacions extremes

L'estudi dels registres de les precipitacions extremes, és a dir, els màxims absoluts de precipitació registrats, ha estat un tema recurrent durant dècades degut a les seves implicacions per als dissenys hidràulics, per als sistemes d'avísos d'inundacions, per a les anàlisis climatològiques, i més recentment en el context del canvi climàtic. Ja a la dècada de 1920, Wussow (1922) va estudiar els episodis de precipitació extrema a Alemanya per períodes compresos entre els 30 minuts i les 24 hores, i va descobrir que els registres de precipitació màxima R , expressada en mm, incrementaven amb la duració D , en minuts, d'acord a la funció $R = \sqrt{20D}$, i.e. mostrant una dependència potencial entre la quantitat de precipitació i la duració, amb un exponent de 0.5. En els anys 50, Jennings (1950) presentà una col·lecció dels extrems mundials per a 39 períodes de temps diferents compresos entre 1 minut i 2 anys. Jennings dibuixà aquestes dades en un gràfic *log-log* de forma que les dades mostraren una dependència lineal, consistent amb la dependència potencial abans comentada. Més tard, Paulhus (1965) actualitzà els registres de Jennings amb nous valors i considerant 29 registres ajustà una envoltent a les dades usant un escalat potencial, obtenint 0.475 per al exponent. Aquesta relació ha estat anomenada com a *Jenning's scaling law* en diferents estudis com el de Galmarini et al. (2004), Zhang et al. (2013b,a) o Breña-Naranjo et al. (2014) i representa la màxima precipitació possible donat un període de temps, de forma que queda limitada per factors físics com la disponibilitat d'humitat, la inestabilitat atmosfèrica, la dinàmica a gran escala o factors orogràfics. A la figura I-3 es mostra la ubicació dels màxims mundials més actualitzats.

Per entendre i estudiar aquest escalat s'han realitzat esforços substancials, per exemple, usant la teoria multi-fractal (Hubert et al. 1993), la autocorrelació estadística (Galmarini et al. 2004) o models estocàstics autoregressius truncats (Zhang et al. 2013a).

En el marc de la física de sistemes complexos, els processos de precipitació s'han descrit formalment, a l'igual que altres sistemes naturals com els terratrèmols, com a processos crítics auto-organitzats (Peters et al. 2002; Peters and Christensen 2002).

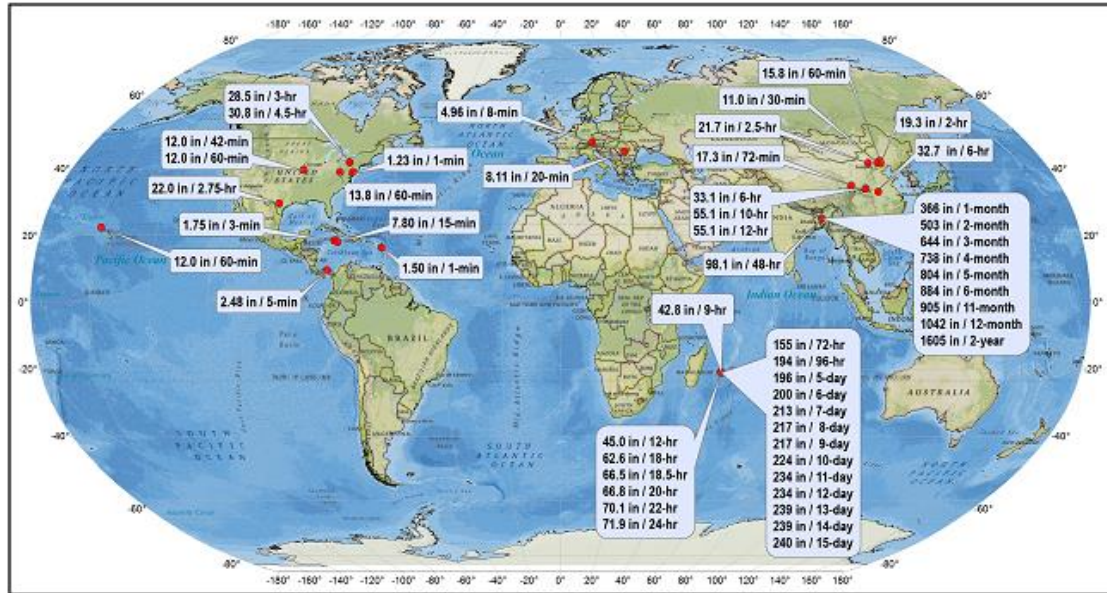


Figura I-3. Distribució geogràfica dels rècords de precipitació mundials. Font: (NWS 2017).

Una aproximació similar es la que usà Monjo (2016) definint un índex n adimensional descrit com l'exponent de la funció potencial que s'ajustà a les majors precipitacions per a distints períodes de temps per a una determinada localització, i que usà per analitzar episodis de precipitació individuals. Moncho (2009) i Moncho et al. (2011) ho aplicaren per tal d'analitzar precipitacions extremes i corbes de Intensitat-Duració-Freqüència. De fet l'exponent de la funció potencial de la llei de Jennings és 1 menys l'índex n . Monjo i Martin-Vide (2016) usaren una versió de l'índex n per mesurar la concentració climàtica de la precipitació diària de precipitació al voltant del món, mostrant un comportament fractal. Finalment, altres estudis han adreçat les propietats de les precipitacions a diferents escales per a localitzacions determinades tal com Burlando i Rosso (1996), Carmen Casas et al. (2010) o Pérez-Zanón et al. (2016).

2. Metodologia i Dades

2.1. Extremes de precipitació a l'Estat espanyol

Per tal d'obtenir els extremes de precipitació per a diferents durades a l'Estat espanyol, hem realitzat l'anàlisi complet de totes les bases de dades de l'Agència Estatal de Meteorologia (AEMET) que cobreixen tot el territori espanyol, incloent la península Ibèrica, les illes Balears i l'arxipèlag canari (Figura I-4). Les característiques més importants de les quatre bases de dades utilitzades estan recollides en la Taula I-1. Les dades han passat diferents controls de qualitat pel Departament de Climatologia d'AEMET (AEMET 2009) de forma que cada registre té un *flag* de qualitat amb dos possibles estatus: vàlid i sospitós (els registres no vàlids s'han eliminat de les bases utilitzades). D'aquests dos estatus, només les dades vàlides s'han usat en aquest anàlisi.

Taula I-1. Metadades de les quatre bases de dades de precipitació d'AEMET.

Nom	Nombre de pluviòmetres	Any d'inici de la sèrie	Mediana de l'any d'inici	Nombre de registres
BD 10Min	959	1973	2006	3.1E+06 Dies
BD Horària	959	1973	2006	7.5E+07 hores
BD Diària	10681	1855	1968	9.2E+07 Dies
BD Mensual	11063	1805	1966	3.2E+06 Mesos

S'ha calculat una llista de la màxima precipitació per a diferents períodes de temps compresos entre 10 minuts i 2 anys, a partir de les bases de dades abans mencionades. Els períodes de temps seleccionats estan basats en els donats per Galmarini et al. (2004) i NWS (2014). Els valors dels extremes de precipitació van ser calculats utilitzant sumes sobre finestres mòbils de diferent llargada. Cal tenir en compte que en un determinat període de temps poden haver-hi dades sense precipitació, *i.e.* els extremes obtinguts no necessàriament impliquen precipitació continua per al període considerat. Els extremes de precipitació calculat usant aquest mètode es poden veure a la Taula I-2. A l'annex C proporcionem també el ranking de les 10 màximes precipitacions per cada període de temps. Cal destacar que recentment, durant l'octubre de 2018 es poden haver superat alguns d'aquests rècords, en concret a tots els períodes compresos entre 10 minuts fins a 6 hores. Aquestes dades han estat validades just abans de la finalització d'aquesta tesi i no s'inclouen per tant a l'estudi, però s'ha afegit a l'annex C com quedaria la taula en cas de que totes fossin validades.

Taula I-2. Rècords de precipitació observats per diferents durades de temps per als Rècords d'Espanya (RE) amb els seus respectius Rècords Mundials (RM), així com la seva relació. Cada RE té un nombre d'identificació (Id.) per relacionar-los amb les figures I-5 i I-6.

Període de temps	Rècords de Espanya (RE)				Records Mundials (RM)		Proporció (%)
	Id.	Localització	PCP (mm)	Data	Localització	PCP (mm)	
10 min	1	Cuevas de Nerja, Màlaga	41.6	21 Set 2007	N/A	N/A	N/A
20 min	1	Cuevas de Nerja, Màlaga	74.2	21 Set 2007	Romania	206	36.0
30 min	2	Sineu, Illes Balears	87.8	12 Oct 2012	Xina	280	31.4
60 min	3	Santa Cruz de Tenerife	129.9	31 Mar 2002	Xina	401	32.4
2 hores	4	San Sebastian, Gipuzkoa	193.0	1 Jun 1997	Xina	489	39.5
3 hores	4	San Sebastian, Gipuzkoa	204.7	1 Jun 1997	USA	724	28.3
4 hores	5	Huerca-Overa, Almeria	216.3	28 Sep 2012	N/A	N/A	N/A
5 hores	5	Huerca-Overa, Almeria	248.3	28 Sep 2012	N/A	N/A	N/A
6 hores	5	Huerca-Overa, Almeria	275.0	28 Sep 2012	Xina	840	32.7
9 hores	6	Oliva, Valencia	306.4*	3 Nov 1987	La Reunió	1087	28.2
12 hores	6	Oliva, Valencia	408.5*	3 Nov 1987	N/A	N/A	N/A
18 hores	6	Oliva, Valencia	612.8*	3 Nov 1987	La Reunió	1589	38.6
1 dia	6	Oliva, Valencia	817.0	3 Nov 1987	La Reunió	1825	44.8
2 dies	7	Xàvia, Alacant	878.0	1-2 Oct 1957	Índia	2493	35.2
3 dies	7	Xàvia, Alacant	978.0	1-3 Oct 1957	La Reunió	3929	24.9
4 dies	7	Xàvia, Alacant	978.0	1-3 Oct 1957	La Reunió	4869	20.1
5 dies	7	Xàvia, Alacant	978.0	1-3 Oct 1957	La Reunió	4979	19.6
6 dies	8	Sauces, Santa Cruz de Tenerife	984.8	24-29 Feb 1988	La Reunió	5075	19.4
7 dies	9	Grazalema, Cadiz	1023.2	14-20 Des 1958	La Reunió	5400	18.9
8 dies	9	Grazalema, Cadiz	1099.2	14-21 Des 1958	La Reunió	5510	19.9
9 dies	9	Grazalema, Cadiz	1226.2	14-22 Des 1958	La Reunió	5512	22.2
10 dies	9	Grazalema, Cadiz	1273.6	13-22 Des 1958	La Reunió	5678	22.4
11 dies	9	Grazalema, Cadiz	1277.2	12-22 Des 1958	La Reunió	5949	21.5
12 dies	9	Grazalema, Cadiz	1280.0	12-23 Des 1958	La Reunió	5949	21.5
13 dies	9	Grazalema, Cadiz	1282.2	11-23 Des 1958	La Reunió	6072	21.1
14 dies	9	Grazalema, Cadiz	1282.2	11-23 Des 1958	La Reunió	6082	21.1
15 dies	9	Grazalema, Cadiz	1284.8	9-23 Des 1958	La Reunió	6083	21.1
20 dies	9	Grazalema, Cadiz	1454.1	3-23 Des 1958	N/A	NA	N/A
31 dies	10	Cortes de la Frontera, Màlaga	1674.0	18 Nov – 18 Des 1989	N/A	N/A	N/A
1 mes natural		Caldera Taburiente, Santa Cruz de Tenerife	1626.1	1-31 Gen 1979	Índia	9300	17.5
2 mesos	10	Cortes de la Frontera, Màlaga	2420.0	Des 1995 – Gen 96	Índia	12767	19.0
3 mesos	11	Casteloais, Ourense	2866.8	Nov 1959 – Gen 60	Índia	16369	17.5
4 mesos	11	Casteloais, Ourense	3269.9	Nov 1959 – Feb 60	Índia	18738	17.5
5 mesos	12	Casas do Porto, A Coruña	3835.8	Nov 2000 – Mar 01	Índia	20412	18.8
6 mesos	12	Casas do Porto, A Coruña	4176.1	Oct 2000 – Mar 01	Índia	22454	18.6
9 mesos	12	Casas do Porto, A Coruña	4680.1	Ago 2000 – Abr 01	N/A	N/A	N/A
12 mesos	12	Casas do Porto, A Coruña	5503.4	Abr 2000 – Mar 01	Índia	26461	20.8
18 mesos	13	Dodro, A Coruña	7523.6	Oct 1984 – Mar 86	N/A	N/A	N/A
24 mesos	11	Casteloais, Ourense	8991.5	Feb 1958 – Gen 60	Índia	40768	22.1

Per a períodes compresos entre 10 minuts a 1 hora, hem utilitzat una base de dades generada a partir de la base 10-minutal que conté els màxims ja calculats de precipitació en 10, 20, 30 i 60 minuts per a cada dia. Entre 2 hores i 18 hores hem utilitzat una base de dades horària. Hem calculat els rècords per diverses duracions utilitzant sumes mòbils. La base horària està construïda a partir de la base 10-minutal i per tant les series temporals contingudes tenen la mateixa cobertura temporal. Els registres continguts tant en la base de dades 10-minutal com en la base de dades horària començaren el 1980 amb un nombre

mínim d'estacions automàtiques. Des de llavors, el nombre d'estacions s'ha anat incrementat paulatinament. Avui en dia hi ha més de 900 estacions meteorològiques automàtiques distribuïdes per tot l'Estat espanyol, sent la més antiga de 1973. Aquesta quantitat és relativament petita comparada amb el nombre d'estacions de les bases de dades següents.

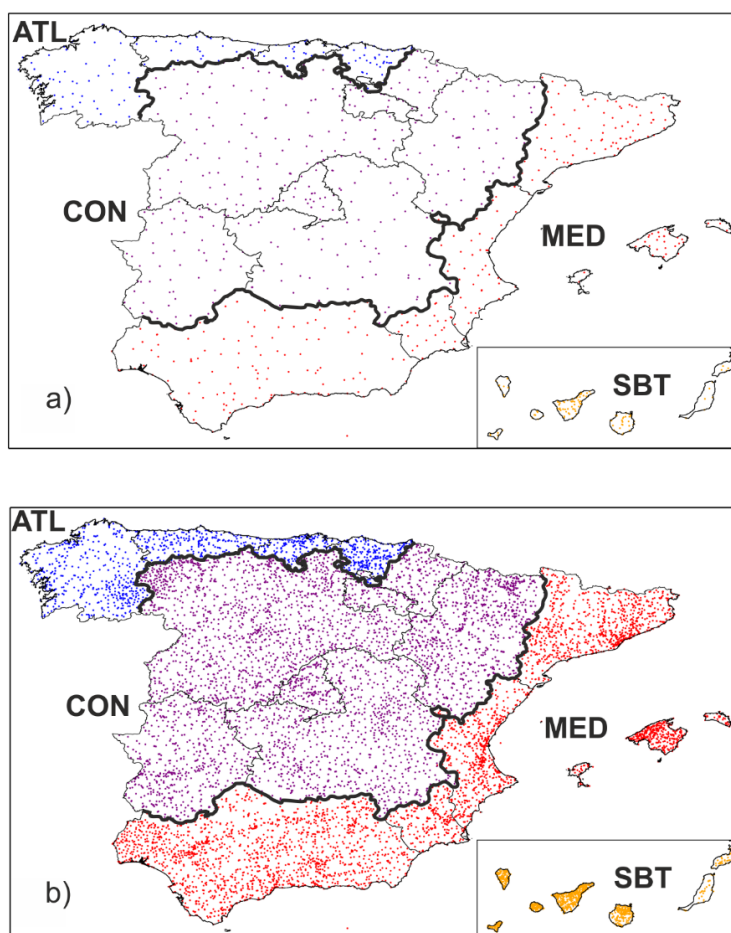


Figura I-4. Localitzacions dels pluviòmetres continguts en la base de dades subdiària (a dalt) i diària (a baix), així com la regionalització considerada: Atlàntic (ATL, blau), Mediterrània (MED, vermell), Continental (CON, lila) i Subtropical (SBT, taronja).

Per a períodes compresos entre 1 dia i 31 dies hem utilitzat la base de dades diària (de 07:00 a 07:00 UTC) detallada a Ramis et al. (2013), mentre que per als períodes compresos entre 2 mesos i 2 anys hem utilitzat una base de dades mensual creada a partir de la base de dades diària. Hem realitzat sumes mòbils per a tota la base de dades per tal de calcular els rècords per a diverses durades. Aquestes bases de dades estan construïdes a partir d'una xarxa molt més gran de pluviòmetres (més de 9000 avui en dia, la majoria

manuals) i contenen series temporals molt més llargues que les bases subsidiàries (l'estació més antiga comença a principis del segle XIX).

La diferència entre la quantitat i la llargada de les sèries entre les diferents bases de dades comporta una clara discontinuïtat entre els rècords subdiaris i supradiaris. Un exemple d'aquesta discontinuïtat es dona en el rècord de Oliva en 1 dia (817 mm). Els extrems proporcionals a 9, 12 i 18 hores per a aquell dia (306 mm, 409 mm i 613 mm respectivament) superen amb escreix els rècords calculats a partir de la base de dades diària, i per tant hem escollit aquests valors proporcionals per a substituir-los. En la metodologia d'aquest capítol hem decidit estudiar tots els possibles rècords per a totes les estacions i escales temporals disponibles, ja que si utilitzéssim només les escales temporals i espacials disponibles de forma homogènia, limitariem la possibilitat de capturar rècords absoluts ja que el volum de les dades seria molt més petit.

Per a l'anàlisi de les dades, hem agrupat les estacions pluviomètriques en quatre dominis geogràfics. El domini mediterrani (MED) considera la definició pragmàtica de Romero et al. (1998) incloent totes les estacions en les comunitats autònomes que tenen costa en contacte amb el mar Mediterrani. De forma anàloga hem definit el domini Atlàntic (ATL) com totes les estacions localitzades a les comunitats autònomes que donen a l'Atlàntic excepte Andalusia que és considerada al domini MED. Les altres regions dins de l'Espanya peninsular s'han classificat com estacions continentals (CON) i cap d'elles queden a prop del mar. Finalment les estacions localitzades a les Illes Canàries s'han classificat com a estacions subtropicals (SBT).

2.2. Extrems de precipitació mundials

Hem obtingut els rècords mundials mesurats per pluviòmetres a partir de la base de dades de la NOAA National Weather Service (NWS 2017). Aquestes mesures representen els actuals rècords de precipitació registrats a tot el món. La NOAA National Weather Service registrarà en primer lloc els màxims de la base de dades de la WMO (1994), i avui en dia manté la base de dades de rècords de precipitació més actualitzada del món. La darrera actualització foren diversos rècords compresos entre 3 i 9 dies i registrats al crater Commeron a la illa de la Reunion, quan el cicló tropical Gamede creuà a través de l'illa en 2007 (Quetelard et al. 2009). La majoria d'aquests rècords mundials els hem inclòs també a la Taula I-2. Aquesta llista ha estat utilitzada en altres estudis relacionats amb precipitacions extremes (e.g. Galmarini et al. 2004 i Zhang et al. 2013b)

3. Resultats

3.1. Discussió dels rècords de precipitació

A la Taula I-2 presentem els valors llistats dels rècords de precipitació obtinguts a l'Estat espanyol (RE) i els corresponents rècords mundials (RM), així com la seva relació en percentatge (%). Aquesta taula s'ha obtingut després d'examinar les bases de dades de precipitació d'AEMET tal i com s'ha descrit en l'anterior secció. En aquesta secció discutim els valors obtinguts considerant dos grups: de 10 minuts a 18 hores i de 24 hores a 2 anys. Aquesta separació correspon aproximadament a la microescala i mesoescala (10 minuts a 18 hores) i a l'escala sinòptica i la planetària (24 hores a 2 anys) segons la classificació clàssica d'Orlanski (1975).

3.1.1. De 10 minuts a 18 hores

La precipitació total recollida en un punt durant un cert temps és igual al producte de la intensitat de la precipitació (que depèn de la velocitat vertical de l'aire, la disponibilitat d'humitat i de l'eficiència de precipitació) i de la duració de l'episodi (Doswell et al. 1996). Trenberth et al. (2003) exposa que la disponibilitat d'humitat en l'atmosfera és molt escassa ja que l'aigua precipitable a latituds mitjanes difícilment sobrepassa els 40 mm, mentre que l'eficiència de precipitació rarament supera el 70%, tot i que en general és molt més baixa (Schoenberg Ferrier et al. 1996; Anip and Market 2007). Per tant, durant un episodi de precipitació extrema, part del subministre d'humitat ha de provenir de l'advecció d'humitat, mentre que una altre part prové de fonts locals com pot ser l'evaporació de l'aigua sobre la superfície local. El rati de reciclatge indica la relació entre aquestes dues fonts d'humitat, sent major quan major és la quantitat d'aigua provinent de l'evaporació superficial. Per exemple, el rati de reciclatge és major durant l'estiu que durant l'hivern segons Trenberth (1999), quan l'evaporació és major i l'advecció es veu més limitada.

A escales molt petites, típicament d'uns pocs minuts fins a una hora, molta de la humitat atmosfèrica local ha de ser alliberada per tal de produir precipitacions extremes, típicament associades a la convecció profunda. Aquests episodis necessiten una gran quantitat d'aigua precipitable sobre una ampla àrea, així com mecanismes que alliberin forts corrents ascendants com els presents en les tempestes convectives organitzades. No és necessari en aquests casos la intervenció orogràfica per obtenir precipitacions intenses, tot i que aquesta també pot influir. Aquests tipus de processos poden ocórrer en quasi totes les àrees tropicals o en les latituds mitjanes durant l'estiu (veure Taula I-2), tal i com

argumenta Galmarini et al. (2004). Per tant és raonable pensar que Espanya té el mateix potencial de desenvolupar, per curts períodes de temps de l'ordre d'uns pocs minuts, pluges extremes tant intenses com les produïdes a qualsevol altre país de latituds mitjanes on s'han registrat rècords mundials com Romania o Alemanya —206 mm en 20 minuts i 126 mm en 8 minuts, respectivament, d'acord amb el NWS (2014). La probabilitat de capturar algun d'aquests episodis depèn de la densitat espacial d'observacions i de la longitud temporal de les observacions. Per aquestes raons, i degut a les limitacions temporals i espacials de les bases de dades 10-minutals explicats a la secció I-2.1, els RE a aquestes escales poden estar subestimats en comparació amb les dades de escales majors, com les que contenen les bases de dades diàries i mensuals. Per tant, els extrems a escales curtes poden veure's incrementats de forma relativament ràpida, amb una base de dades més ampla i llarga, tal i com s'ha comprovat durant l'octubre de 2019 (veure l'annex A)

Per escales temporals que van entre algunes desenes de minuts fins a unes poques hores, a part de moviments verticals d'aire organitzats, per mantenir intensitats intenses de precipitació es necessita un transport constant d'humitat des de fonts properes durant unes poques hores, o fins i tot de fonts més llunyanes durant uns dies. Aquesta situació s'observa durant l'episodi #5, que correspon amb el HyMEX *Intensive Observation Period 8* (IOP8) (Jansà et al. 2014). En aquest episodi, que ha estat ben estudiat per Röhner et al. (2016) i Khodayar et al. (2016), s'ha demostrat la importància de l'alimentació de la humitat per tal de mantenir la intensitat de la precipitació (Röhner et al. 2016). A més a més, s'ha observat que en alguns episodis de precipitació extrema en la Mediterrània occidental, la humitat pot provenir tant de fonts properes com el Mar Mediterrani o fonts molt més llunyanes com l'Oceà Nord Atlàntic (Duffourg and Ducrocq 2011; Trapero et al. 2013; Röhner et al. 2016).

És molt probable que els rècords de precipitacions extremes a l'Estat espanyol obtinguts per períodes fins a 18 hores puguin ser subestimats comparats amb els períodes més llargs. És especialment il·lustratiu el període de 9 a 18 hores, que presenten rècords estimats a partir del màxim en 24 hores (817 mm, episodi #6), considerant la precipitació caiguda de forma estacionària, tal i com s'ha explicat en la secció I-2.1.

3.1.2. De 1 dia a 2 anys

Fins ara hem discutit les dades a escala subdiària, que molt probablement està subestimada ja que la resolució espacial i temporal és limitada. Per a escales per sobre del

dia, aquest argument ja no és vàlid ja que la base de dades usada conté més de 10000 pluviòmetres i té una llargada de quasi dos segles en l'estació més longeva. Si comparem els RE amb els RM, l'episodi que s'acosta més a les RM es dona en el període de 1 dia, quan el 3 de novembre de 1987 es van recollir 817 mm a Oliva (València; episodi #6) (Riosalido et al. 1988; Romero et al. 2000), que representa un 44,8% del RM en un dia.

Recentment s'ha publicat un rànquing de rècords de precipitació diària i multidiària (Ramos et al. 2014, 2017; d'ara endavant Ram47) utilitzant una base de dades diària en un *grid* de 0,2° de resolució, en el que han considerat tant la intensitat com l'àrea afectada. És remarcable la diferència entre els rècords de precipitació en un sol punt i els rècords en una àrea extensa com els de Ram47. Per exemple, la major precipitació en un dia a Oliva correspon al 309é record a Ram47. De forma similar, els rècords de precipitació de l'episodi #7 (el rècord entre 2 i 5 dies) no apareix en cap dels top100 per 3 a 5 dies en Ram47. L'episodi #9 (el rècord entre 7 i 20 dies) apareix com el 24é i el 20é extrem per episodis de 7 i 10 dies, respectivament. Aquests exemples mostren que els extrems de precipitació generalment no es corresponen a episodis que afecten grans àrees, sobretot en períodes curts de temps, el que ve a indicar que altres fenòmens d'escala més local com la convecció o el realçament orogràfic poden jugar-hi un rol important.

De 3 a 7 dies hi ha un període interessant on la precipitació no s'incrementa degut a la naturalesa excepcional d'un sol episodi (episodi #7, 978mm en 3 dies); aquest episodi no es supera fins l'episodi de 6 dies, una situació de pluges subtropicals a les illes Canàries. Els episodis #2 i #3 ocorregueren a la regió costanera de València, la regió que presenta la major variabilitat en la precipitació en tot l'Estat espanyol (Martin-Vide 2004). Aquesta regió també es coneguda per presentar pocs dies de pluja a l'any comparat amb altres àrees de la Península Ibèrica (IM-AEMET 2011). A partir dels 7 dies, els rècords de precipitació a Espanya canvien de localització i se situen a la serra de Grazalema primer i a Galícia després, dues de les regions més humides d'Espanya.

Per a escales d'uns quants dies o més ja no es necessita una gran quantitat de transport d'humitat en poc temps, sinó una entrada d'humitat constant al llarg del temps durant molts dies consecutius (Casanueva et al. 2014). Aquest és el motiu pel qual la distribució geogràfica dels rècords canvia de la regió Mediterrània a la regió Atlàntica de Galícia (des de l'episodi #11 al #13), on els vents de l'oest predominants a la zona advectionen aire humit i temperat regularment. D'acord amb els resultats de la Taula I-2, els percentatges del rati entre els RE i els RM disminueixen del 44,8% en 24 hores fins al

17,5% per 1, 3 i 4 mesos. De fet, a partir del període de 4 dies, els percentatges es queden sempre per sota del 23%. Una possible explicació per a aquest comportament és que la humitat a latituds mitjanes es distribueix en forma d'àrees relativament estretes i transitòries conegudes com a rius atmosfèrics (Zhu and Newell 1998), i la presència o l'absència d'aquests cinturons de humitat precipitant sobre un punt actua com a factor limitant per a precipitacions extremes a escales temporals llargues. Per tant, l'entrada d'humitat a latituds mitjanes és irregular comparat amb l'entrada que hi pot haver en els tròpics, on es donen la major part de RM a escales llargues. Allí, les circulacions de gran escala tropicals, com els monsons sobre el continent indi, aporten una entrada d'humitat constant que permet precipitacions més estables durant molt de temps i que es magnifiquen allà on es troben la primera orografia, com a Cherrapunji a l'Índia. En canvi, les precipitacions a latituds mitjanes per diversos dies o mesos no poden durar molt de temps, i per això els RE es queden al voltant del 20% dels RM a partir dels 4 dies. Aquesta relació aproximada es manté al menys fins a períodes de 2 anys o més.

3.2. Escalat dels rècords

3.2.1. Ajust

La figura I-5 mostra un gràfic *log-log* de la precipitació mesurada P (mm) en funció de la durada D (minuts) dels rècords d'Espanya (RE) i dels rècords mundials (RM). Per ambdós conjunts de dades hem calculat l'ajust $\log(P) = a + b \log(D)$ (línia gruixuda en la figura I-5) utilitzant una regressió per mínims quadrats, que en forma de llei potencial es pot expressar com a $R = 43.6 D^{0.51}$ ($r^2 = 0.958$) per als RM, i com a $R = 21.8 D^{0.42}$ ($r^2 = 0.978$) per als RE on R es la precipitació en mm i D és la durada en minuts.

En primera aproximació ambdós, RM i RE mostren un escalat proper a una llei potencial. La prova de bondat de l'ajust per a lleis potencials (Gaudoin et al. 2003) mostra que ambdós conjunts de dades són compatibles amb un escalat potencial (per $p < 0,05$ i $n = 40$ la llei potencial es rebutja quan $r^2 < 0.887$). En ambdós casos, només uns pocs episodis de pluja contribueixen a generar la major part dels rècords registrats. Les localitzacions dels episodis de RE es mostren a la Figura I-6. És important remarcar que tots els RE estan situats a prop del mar, tant per durades curtes com llargues. Les localitzacions s'agrupen en el Mediterrani i Canàries per escales temporals curtes i mitjanes, i a prop de la costa gallega per a escales llargues. Cal destacar també que, excepte el rècord de Sineu (Illes Balears, episodi #2) i Huerca-Overa (Almeria, episodi #5), tots els altres rècords es localitzen en zones de terreny complex. Això suggereix que

tant la proximitat a una font d'humitat com és el mar, com l'orografia complexa (aquesta última especialment per escales per sobre de les 6 hores) són ingredients crítics per desenvolupar quantitats de precipitació extremes. Aquest fet és consistent amb estudis climatològics previs com els de Romero et al. (1998) i Ramis et al. (2013).

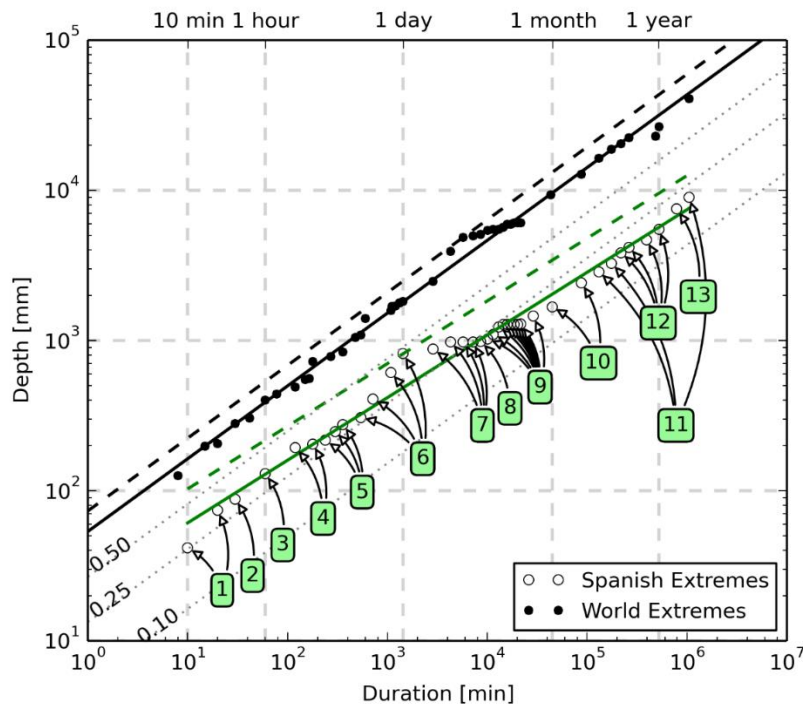


Figura I-5. Rècords pluviomètrics observats per diferents períodes temporals al món (cercles negres) i a l'Estat espanyol (cercles buits). Les línies contínues corresponen a l'ajust potencial mentre que les línies discontinües indiquen l'envolvent de l'escalat. Les línies puntejades mostren la proporció respecte dels RM prenent el seu ajust com a referència (i.e. 0.50 correspon al 50% del RM). Els nombres a les etiquetes verdes mostren el Id. de l'episodi que produí el rècord (veure Taula I-2).

Tal i com ja s'ha discutit, els records de precipitació per a durades inferiors a un dia poden estar subestimats i poden pertorbar l'escalat. Tot i així, hem observat que l'ajust és compatible amb una llei potencial. Això implica que algunes discontinuïtats tenen poc efecte en la bondat de l'escalat. Per tant, podem assumir que la discussió de les propietats de l'escalat està poc afectat per aquesta discontinuïtat. Això s'aplica també a la discussió de la secció I-3.3.

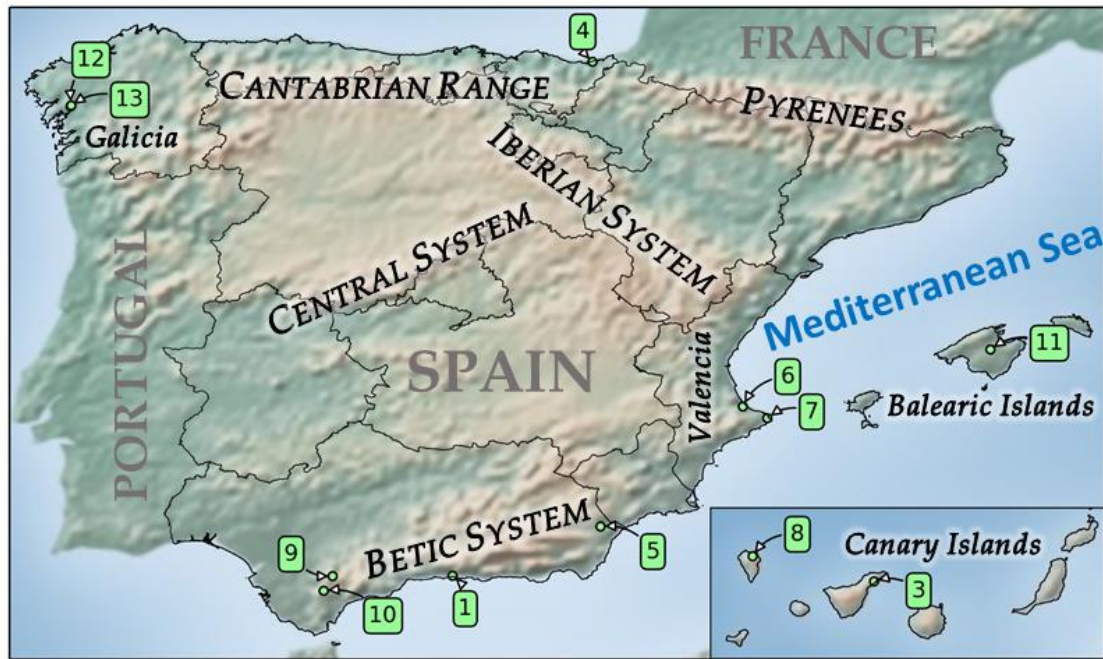


Figura I-6. Distribució geogràfica dels RE i les localitzacions utilitzades en aquest estudi. Els nombres en verd mostren el Id. de l'episodi que produí la precipitació extrema (veure taula I-2). Els nombres més baixos (alts) indiquen escales de temps més curtes (llargues)

3.2.2. Envolvent

En comptes d'utilitzar un ajust de les dades per caracteritzar els records de precipitació mundials, Paulhus (1965) va usar l'envolvent superior, *i.e.* major o igual a totes les dades, amb un escalat potencial. Tot i així, Paulhus no va descriure el mètode específic per derivar la línia envolvent. Per trobar aquesta corba, suggerim utilitzar una línia paral·lela a l'ajust potencial de les dades (*i.e.* amb la mateixa pendent b) de forma que coincideixi amb el punt més llunyà per sobre de la recta, i que per tant tots els altres punts quedin igual o per sota de l'envolvent. És a dir, donats tots els punts possibles del conjunt de dades (D_i, P_i) , el punt més llunyà (D_{sup}, P_{sup}) a la línia d'ajust es determina trobant el punt a la màxima distància per sobre:

$$(D_{sup}, P_{sup}) = \left\{ (D_i, P_i) \left| \text{Max} \left\{ \frac{|b \cdot D_i - P_i + a|}{\sqrt{b^2 + 1}} \right\} \right. \right\}. \quad (\text{I. 1})$$

Amb aquest punt podem obtenir la línia envolvent $\log(P) = a_{env} + b \log(D)$, calculant una nova intersecció a_{env} de la següent forma:

$$a_{env} = b * (-D_{sup}) + P_{sup}. \quad (\text{I. 2})$$

Utilitzant aquest mètode i les dades més actualitzades, hem obtingut l'envolvent superior dels RM, $R = 60.5 D^{0.507}$, i l'envolvent superior dels RE, $R = 39.3 D^{0.422}$. Aquesta corba envolvent s'ha dibuixat també a la Figura I-5 (línia discontinua), tant pels RM com pels RE.

3.3. Variabilitat regional i estacional dels rècords

3.3.1. Variabilitat regional

La figura I-7 mostra els rècords de precipitació per a cada estació per a cinc períodes determinats; la resta de períodes es troben a l'Annex C. En la figura I-8a es mostren els rècords de precipitació per a cada domini en que s'ha dividit el territori espanyol a la secció 2 d'aquest capítol. De les dades s'observa que en escales curtes d'entre 10 minuts i 3 hores els rècords de precipitació queden bastant ben distribuïts dins de l'Estat espanyol (Figures I-7a i b). De fet, a la Figura I-8a s'observa com en aquests períodes de temps, els rècords assolits provenen de tres regions diferents (MED, ATL i SBT). Aquestes observacions concorden amb l'afirmació de Galmarini et al. (2004) de que a escales curtes els rècords ocorren indistintament tant en latituds mitjanes com als tròpics.

Per a escales d'entre 4 hores i 5 dies, els rècords en la regió MED clarament dominen sobre les altres regions. La regió MED té tots els ingredients que permeten tenir les pluges més extremes en aquestes escales: un mar càlid que aporta humitat i inestabilitat potencial que permet que s'alliberi tota aquesta humitat en forma de pluja, ciclons de petita escala que mobilitzen la humitat i proporcionen transport constant cap a la tempesta (Jansá 1997), i terreny complex que pot elevar la humitat i intensificar-la localment.

La variabilitat diària de la precipitació ha estat estudiada per Martin-Vide (2004) on va elaborar un índex de concentració (CI) que avalua la contribució dels dies de major precipitació en la quantitat total. Si comparem la distribució de RE per un dia (figura I-7c) amb la distribució del CI diari s'observa una gran similitud en les seves respectives distribucions, dividint l'Espanya peninsular en dues parts: la façana mediterrània i la resta de la península. La major diferència entre les distribucions del CI i els RE es deu a que l'últim està més concentrat a prop de la costa.

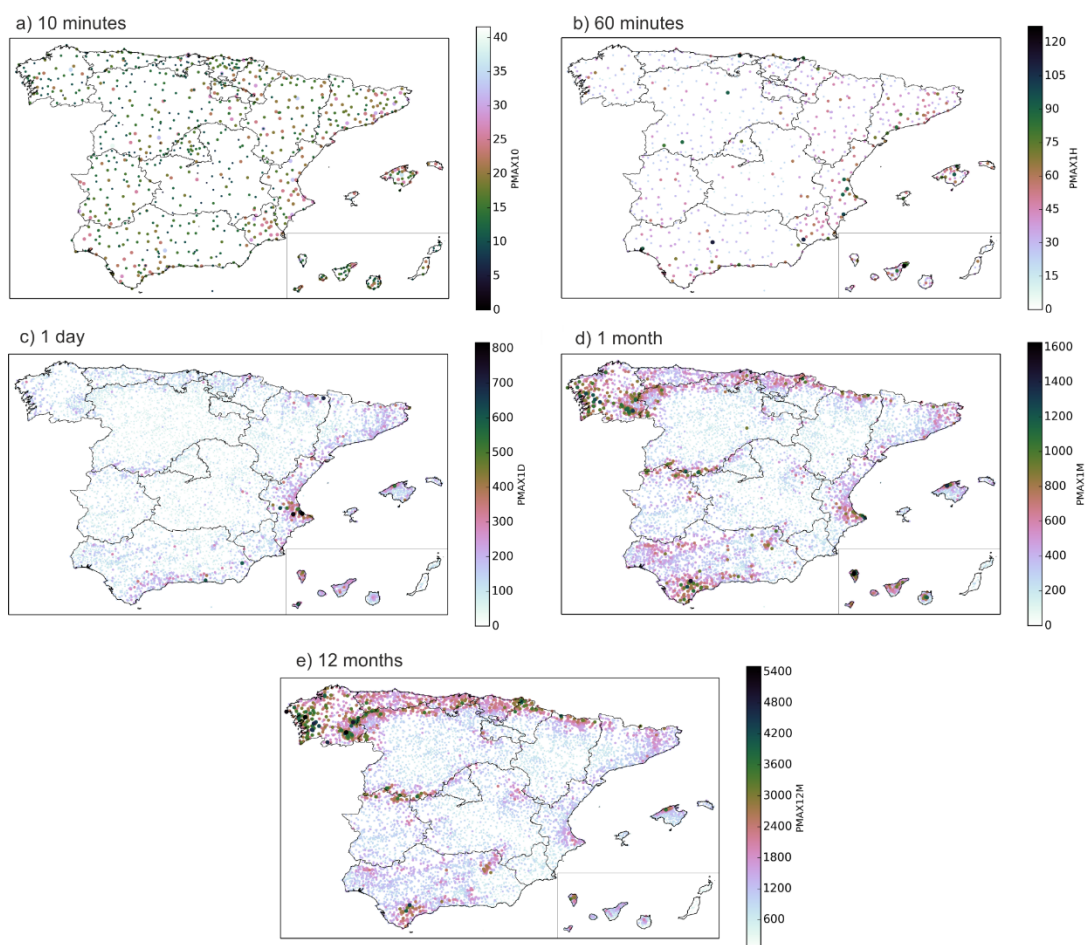


Figura I-7. Distribució dels rècords de precipitació (mm) observats a Espanya. Els punts de color mostren la màxima precipitació recollida a cada localització en a) 10 minuts, b) 1 hora, c) 1 dia, d) 1 mes i e) 1 any.

Com ja va comentar Ramis et al. (2013) en la seva caracterització dels rècords de precipitació diaris en la Espanya peninsular, molts dels extrems (superiors a 500 mm) ocorren a prop de la costa mediterrània, excepte un únic episodi que ocorregué als Pirineus (700,5 mm a l'estació de Benasque en 1923). Aquest punt és l'únic que excedeix dels 500 mm fora de la regió MED i va ser probablement molt influenciat per factors orogràfics.

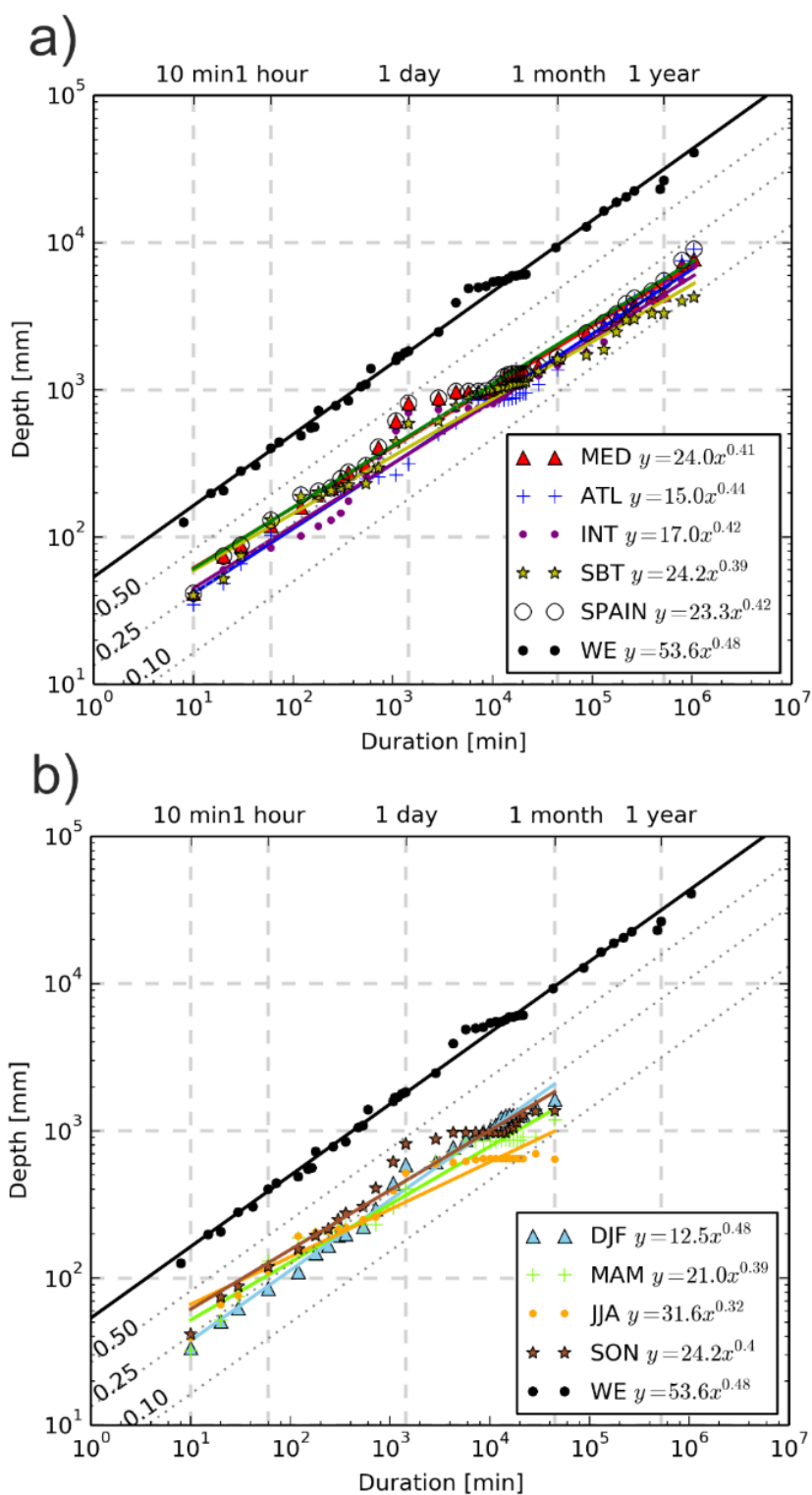


Figura I-8. Com la figura I-5 però mostrant els rècords específics i l'escalat per a) cada domini regional (cercles de colors per a cada regió i cercles buits per el rècord de totes les regions) i b) per a cada estació de l'any. Els rècords mundials s'inclouen com a referència.

Per escales per sobre del mes, els RE tendeixen a concentrar-se a les serralades de la costa oest (figures I-7d i e). Quan més llarg és el període de temps majors són les quantitats dels rècords de la façana Atlàntica comparats amb la façana mediterrània. Aquest fet s'explica degut a l'oceà Atlàntic i particularment els efectes dels rius atmosfèrics, que aporten una humitat constant a la regió ATL que pot ser alliberada degut al ascens mecànic afavorit per les muntanyes. Cap altre lloc a Espanya conté una entrada tant constant d'humitat durant tot l'any (Casanueva et al. 2014) i per tant, una successió de fronts durant molts mesos pot produir una quantitat considerable de precipitació.

Curiosament, tot i que les cinc regions són climàticament distintes, entre elles no s'observen grans diferències en l'escalat. Aquest fet és particularment evident en l'exponent, que queda en valors compresos entre els 0.39 i els 0.44. Degut a que els rècords de precipitació a escales curtes no són molt diferents entre regions, la variació de l'exponent es deu sobretot a la quantia dels rècords a escales llargues, que a l'hora estan relacionats amb la variabilitat del transport d'humitat al llarg de l'any. Tal i com hem explicat prèviament, la regió ATL pateix un transport constant d'humitat (Fernández et al. 2003; Gimeno et al. 2010) que implica períodes més llargs de pluges que en d'altres regions i per tant un major exponent. Pel contrari, la regió SBT té una clara sequera estacional que produeix extrems més baixos a escales llargues i per tant un exponent més baix. Les regions MED i INT tenen un exponent més proper a l'exponent per a tot l'Estat.

En general, els exponents per a estacions concretes (figura I-9) tenen valors més alts en les estacions de la regió ATL i valors més baixos en les estacions de la regió SBT, de forma consistent amb els resultats mostrats en la figura I-8a. Cal remarcar que la majoria d'estacions de les regions MED i INT mostren també exponents molt baixos, especialment al sud-est de la Península, la regió més seca de l'Estat espanyol. De fet, s'observa un gradient est-oest de l'exponent a Espanya, que es distribueix de forma molt similar també a la CI discutida prèviament.

El patró general de la distribució dels exponents per a estacions concretes queda distorsionat per a les estacions situades a les grans muntanyes: Pirineus, Sistema Central o fins i tot a la Serra Tramuntana al nord de l'illa de Mallorca, que queden ben definits al tenir un exponent major. És conegut que la precipitació anual és normalment major o més regular en les muntanyes degut als efectes orogràfics; per tant, no és cap sorpresa que aquestes estacions mostrin exponents majors.

Aquests resultats estenen els resultats obtinguts per Meseguer-Ruiz et al. (2017), que relacionaven la dimensió fractal de la precipitació a la recurrència regular de precipitació a través de les escales, per als rècords de precipitació. La variabilitat regional s'observa encara més quan disminuïm l'escala de les regions utilitzant les províncies espanyoles (veure l'Annex C). En aquest cas, les províncies molt seques del sud-est d'Espanya, com Múrcia o Almeria, presenten un exponent baix (~ 0.3) mentre que les províncies més humides situades al nord-oest d'Espanya com Ourense o A Coruña tenen índexs molt majors (~ 0.5).

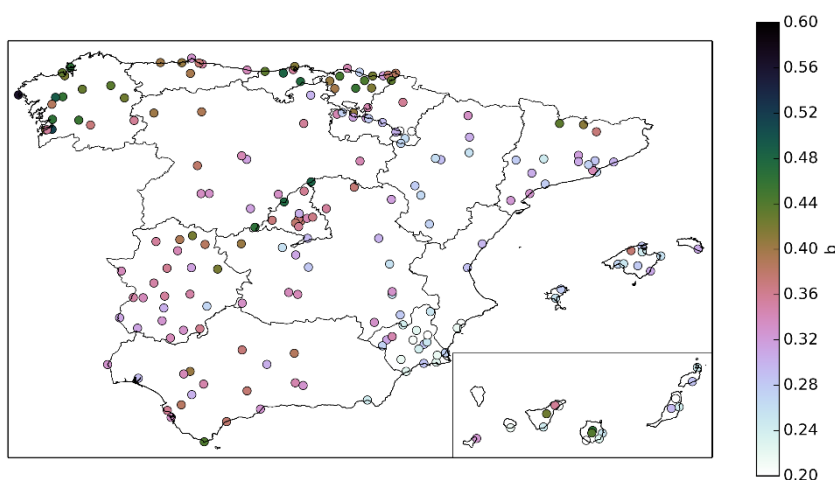


Figura I-9. Distribució espacial de l'exponent per a estacions singulars a Espanya. Els pluviòmetres mostrats han estat escollits d'acord a la seva longitud en les bases de dades subdiàries i supradiàries.

3.3.2. Variabilitat estacional

La figura I-8b mostra l'escalat de la precipitació a Espanya per a cada estació de l'any. Les diferències en l'exponent entre estacions són més evidents que entre regions. A l'hivern, el contingut d'humitat a l'atmosfera és relativament petit, i per tant, quan s'allibera i produeix precipitacions intenses, els valors dels rècords en escales curtes queden lluny dels seus respectius valors a l'estiu. Tot i així, a l'hivern, els fluxos d'humitat a Espanya poden arribar a ser molt estables durant tota l'estació, ja que el *jet* polar circula a latituds més baixes, el que implica que els rècords a escales llargues siguin relativament majors que a escales curtes i que, per tant, el valor de l'exponent sigui força gran, proper al 0.5.

En canvi, el contingut d'humitat de l'atmosfera pot arribar a valors màxims a l'estiu, i l'elevada inestabilitat és capaç d'alliberar tota aquesta humitat en unes poques hores, especialment a prop del mar Mediterrani. Per aquesta raó, no és difícil trobar episodis on es registrin més de 100 mm en unes poques hores. Tot i així, durant l'estiu el transport d'humitat és més intermitent. De fet, la Península Ibèrica i les Illes Canàries es caracteritzen per estar sotmesos a grans sistemes de altes pressions a l'estiu, que no permeten que hi hagin grans precipitacions a escales temporals llargues (Esteban et al. 2006). Això explica el exponent tan baix que caracteritza l'estiu a Espanya.

La primavera i la tardor contenen exponents amb valors intermedis (al voltant de 0,4) i són estacions de transició entre els règims d'hivern i estiu. Tot i això, molts dels extrems en quasi totes les escales ocorren a la tardor, quan la inestabilitat s'incrementa degut al pas de tàlvegs en alçada que aporten aire relativament fred sobre un mar, el Mediterrani, que es manté encara relativament càlid.

En la Taula I-3, hem examinat les diferències estacionals per a cada regió. Els resultats mostren que totes aquestes característiques (exponents més baixos a l'estiu i més alts a l'hivern) són comuns per a totes les regions, inclús aquelles amb els climes més diferents com són ATL i SBT.

Taula I-3. Propietats de l'escalat potencial per a cada estació i domini geogràfic

	DJF			MAM			JJA			SON		
	a	b	R ²	a	b	R ²	a	b	R ²	a	b	R ²
ATL	4.5	0.53	0.992	6.5	0.51	0.989	22.2	0.36	0.973	11.4	0.44	0.983
INT	3.6	0.58	0.993	11.4	0.41	0.982	15.4	0.37	0.977	12.5	0.44	0.981
MED	10.8	0.46	0.985	12.2	0.44	0.983	25.4	0.33	0.970	22.8	0.41	0.976
SBT	13.1	0.46	0.983	28.1	0.32	0.968	7.5	0.29	0.976	16.3	0.40	0.978
SPAIN	12.0	0.48	0.985	20.7	0.39	0.976	30.8	0.32	0.967	22.8	0.41	0.976

4. Conclusions del capítol

En aquest capítol hem documentat els rècords de precipitació a Espanya per a un ampli rang d'escales temporals que va dels 10 minuts fins als 2 anys i hem analitzat els efectes de la proximitat a la costa i de la presència d'orografia complexa en la consecució d'aquests rècords. Tot i que hi ha estudis que documenten alguns episodis de precipitació extremes per algun país o per una àrea determinada (vegi's per exemple Hand et al. 2004, Cerveny et al. 2007 o Shein et al. 2013), no existeixen estudis de extrems absoluts amb

un rang tant complet, excepte per a localitzacions determinades (Casas et al. 2010; Pérez-Zanón et al. 2016).

A escales curtes de menys de 3 hores els rècords es mostren distribuïts uniformement sobre l'Estat espanyol, mentre que entre 4 hores i 20 dies, els rècords es concentren en el mediterrani i a vegades sobre les Illes Canàries. Per escales per sobre del mes, els rècords s'acaben concentrant a la costa Atlàntica, on els vents de ponent aporten una entrada més constant d'humitat.

L'escalat dels extrems a Espanya s'ha comparat amb l'escalat mundial. Aquesta relació té una gran variació que va des del 45% per un dia fins al 18% a escales llargues. Ambdós conjunts de dades són compatibles amb una llei potencial, tot i que els rècords per a Espanya en períodes inferiors a un dia poden estar molt subestimats degut a la quantitat de dades disponibles per a escales subdiàries.

Hem caracteritzat la distribució espacial i l'escalat regional i estacional dels rècords de precipitació a Espanya mostrant que les principals característiques que influeixen en les precipitacions extremes i que afecten a l'escalat són:

- (a) el contingut d'humitat de l'atmosfera (*e.g.* aigua precipitable) per a escales curtes de temps,
- (b) el transport constant d'humitat per a escales llargues de temps
- (c) proximitat al mar i
- (d) orografia complexa.

Pel que fa aquesta última hem vist que a escales molt curtes l'efecte pot ser menys important que la convecció en si, ja que alguns episodis (#2 o #5) es donen lluny de l'orografia complexa. Per a escales d'un o més dies l'orografia complexa està present en tots els episodis, tot i que també hi està en episodis més curts.

Referències del capítol

- AEMET, 2009: Descripción de las tablas que componen la base de datos climatológica (ORACLE). Madrid3.
- Anip, M., and P. S. Market, 2007: Dominant factors influencing precipitation efficiency in a continental mid-latitude location. *Tellus, Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr.*, doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00208.x.
- Bergeron, T., 1965: On the Low-Level Redistribution of Atmospheric Water Caused By Orography. *Suppl. Proc. Int. Conf. Cloud Phys.*, Tokyo, 1965, 96--100.
- Bhushan, S., and A. P. Barros, 2007: A Numerical Study to Investigate the Relationship between Moisture Convergence Patterns and Orography in Central Mexico. *J. Hydrometeorol.*, 8, 1264–1284, doi:10.1175/2007JHM791.1.
- Breña-Naranjo, J. A., A. Pedrozo-Acuña, and M. A. Rico-Ramirez, 2014: World's greatest rainfall intensities observed by satellites. *Atmospheric Science Letters*, July 1.
- Burlando, P., and R. Rosso, 1996: Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation. *J. Hydrol.*, 187, 45–64, doi:10.1016/S0022-1694(96)03086-7.
- Casas, M.C., R. Rodríguez, and Á. Redaño, 2010: Analysis of extreme rainfall in Barcelona using a microscale rain gauge network. *Meteorol. Appl.*, 17, 117–123, doi:10.1002/met.166.
- Casanueva, A., C. Rodríguez-Puebla, M. D. Frías, and N. González-Reviriego, 2014: Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 709–725, doi:10.5194/hess-18-709-2014.
- Cervený, R. S., J. Lawrimore, R. Edwards, and C. Landsea, 2007: Extreme weather records: Compilation, adjudication, and publication. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 88, 853–860, doi:10.1175/BAMS-88-6-853.
- Chen, C. Sen, W. C. Chen, Y. L. Chen, P. L. Lin, and H. C. Lai, 2005: Investigation of orographic effects on two heavy rainfall events over southwestern Taiwan during the Mei-yu season. *Atmos. Res.*, 73, 101–130, doi:10.1016/j.atmosres.2004.07.005.
- Doswell, C. A., H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996: Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Weather Forecast.*, 11, 560–581, doi:10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2.
- Duffourg, F., and V. Ducrocq, 2011: Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 11, 1163–1178, doi:10.5194/nhess-11-1163-2011.
- Esteban, P., J. Martín-Vide, and M. Mases, 2006: Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques. *Int. J. Climatol.*, 26, 1501–1515, doi:10.1002/joc.1391.
- Fernández, J., J. Sáenz, and E. Zorita, 2003: Analysis of wintertime atmospheric moisture transport and its variability over southern Europe in the NCEP reanalyses. *Clim. Res.*, 23, 195–215, doi:10.3354/cr023195.
- Galmarini, S., D. G. Steyn, and B. Ainslie, 2004: The scaling law relating world point-precipitation records to duration. *Int. J. Climatol.*, 24, 533–546, doi:10.1002/joc.1022.
- Gaudoin, O., B. Yang, and M. Xie, 2003: A simple goodness-of-fit test for the power-law process, based on the Duane plot. *IEEE Trans. Reliab.*, 52, 69–74, doi:10.1109/TR.2002.805784.
- Gimeno, L., R. Nieto, R. M. Trigo, S. M. Vicente-Serrano, and J. I. López-Moreno, 2010: Where Does the Iberian Peninsula Moisture Come From? An Answer Based on a Lagrangian Approach. *J. Hydrometeorol.*, 11, 421–436, doi:10.1175/2009JHM1182.1.
- Hand, W. H., N. I. Fox, and C. G. Collier, 2004: A study of twentieth - Century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting. *Meteorol. Appl.*, 11, 15–31, doi:10.1017/S1350482703001117.
- Houze, R. A., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, 50, RG1001, doi:10.1029/2011RG000365.
- Hubert, P., and Coauthors, 1993: Multifractals and extreme rainfall events. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 931–934, doi:10.1029/93GL01245.
- IM-AEMET, 2011: *Iberian climate atlas*. Agencia Estatal de Meteorología and Instituto de Meteorologia de Portugal, Eds. Madrid, 79 pp.

- Jansà, A., 1997: A general view about Mediterranean meteorology: cyclones and hazardous weather. INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean., Universitat de les Illes Balears y Ministerio de Medio Ambiente., 33–42.
- Jansà, A., J. Campins, M. A. Picornell, and J. A. Guijarro, 2014: Heavy rain and strong wind events over Spain during HyMeX SOP1. *Tethys, J. Weather Clim. West. Mediterr.*, 11, 25–38, doi:10.3369/tethys.2014.11.03.
- Jennings, A. H., 1950: World's Greatest Observed Point Rainfalls. *Mon. Weather Rev.*, 78, 4–5, doi:10.1175/1520-0493(1950)078<0004:WGOPR>2.0.CO;2.
- Jiang, Q., and R. B. Smith, 2003: Cloud Timescales and Orographic Precipitation. *J. Atmos. Sci.*, 60, 1543–1559, doi:10.1175/2995.1.
- Khodayar, S., F. Raff, N. Kalthoff, and O. Bock, 2016: Diagnostic study of a high-precipitation event in the Western Mediterranean: adequacy of current operational networks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 142, 72–85, doi:10.1002/qj.2600.
- Kirshbaum, D. J., and G. H. Bryan, 2007: The Triggering of Orographic Rainbands by Small-Scale Topography. *J. Atmos. Sci.*, 64, 1530–1549, doi:10.1175/JAS3924.1.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall. *Weather Forecast.*, 16, 633–660, doi:10.1175/1520-0434(2001)016<0633:SCIFHO>2.0.CO;2.
- Lin, Y., and N. Witcraft, 2006: Dynamics of track deflection associated with the passage of tropical cyclones over a mesoscale mountain. *Mon. Weather Rev.*, 16, 3509–3538, doi:10.1175/MWR3263.1.
- Mapes, B. E., T. T. Warner, and M. Xu, 2003: Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part III: Diurnal Gravity Waves and Nocturnal Convection Offshore. *Mon. Weather Rev.*, 131, 830–844, doi:10.1175/1520-0493(2003)131<0830:DPORIN>2.0.CO;2.
- Martin-Vide, J., 2004: Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *Int. J. Climatol.*, 24, 959–971, doi:10.1002/joc.1030.
- Mazon, J., and D. Pino, 2015: Role of the nocturnal coastal-front depth on cloud formation and precipitation in the Mediterranean basin. *Atmos. Res.*, 153, 145–154, doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.004.
- Meseguer-Ruiz, O., J. Olcina Cantos, P. Sarricolea, and J. Martín-Vide, 2017: The temporal fractality of precipitation in mainland Spain and the Balearic Islands and its relation to other precipitation variability indices. *Int. J. Climatol.*, 37, 849–860, doi:10.1002/joc.4744.
- Moncho, 2009: Climatic study of the exponent “n” in IDF curves: application for the Iberian Peninsula. *Tethys, J. Weather Clim. West. Mediterr.*, 6, 3–14, doi:10.3369/tethys.2009.6.01.
- Moncho, R., F. Belda, and V. Caselles, 2011: Distribución probabilística de los extremos globales de precipitación. *Nimbus*, 27-28, 119-135.
- Monjo, R., 2016: Measure of rainfall time structure using the dimensionless n-index. *Clim. Res.*, 67, 71–86, doi:10.3354/cr01359.
- , and J. Martin-Vide, 2016: Daily precipitation concentration around the world according to several indices. *Int. J. Climatol.*, 36, 3828–3838, doi:10.1002/joc.4596.
- NWS, 2017: World record point precipitation measurements. National Weather Service. National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Orlanski, I., 1975: A rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *Am. Meteorol. Soc.*, 56, 527–530, doi:10.1234/12345678.
- Paulhus, J. L. H., 1965: Indian Ocean and Taiwan rainfalls set new records. *Mon. Weather Rev.*, 93, 331–335, doi:10.1175/1520-0493(1965)093<0331:IOATRS>2.3.CO;2.
- Pérez-Zanón, N., M. C. Casas-Castillo, R. Rodríguez-Solà, J. C. Peña, A. Rius, J. G. Solé, and Á. Redaño, 2016: Analysis of extreme rainfall in the Ebre Observatory (Spain). *Theor. Appl. Climatol.*, 124, 935–944, doi:10.1007/s00704-015-1476-0.
- Peters, O., and K. Christensen, 2002: Rain: Relaxations in the sky. *Phys. Rev. E - Stat. Physics, Plasmas, Fluids, Relat. Interdiscip. Top.*, 66, 036120, doi:10.1103/PhysRevE.66.036120.

- , C. Hertlein, K. Christensen, and C. Hertlein, 2002: A Complexity View of Rainfall. *Phys. Rev. Lett.*, 88, 4, doi:10.1103/PhysRevLett.88.018701.
- Quetelard, H., P. Bessemoulin, R. S. Cerveny, T. C. Peterson, A. Burton, and Y. Boodhoo, 2009: Extreme weather: World-record rainfalls during tropical cyclone gamede. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 90, 603–608, doi:10.1175/2008BAMS2660.1.
- Ramis, C., V. Homar, A. Amengual, R. Romero, and S. Alonso, 2013: Daily precipitation records over mainland Spain and the Balearic Islands. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 2483–2491, doi:10.5194/nhess-13-2483-2013.
- Ramos, A. M., R. M. Trigo, and M. L. R. Liberato, 2014: A ranking of high-resolution daily precipitation extreme events for the Iberian Peninsula. *Atmos. Sci. Lett.*, 15, 328–334, doi:10.1002/asl2.507.
- , —, and —, 2017: Ranking of multi-day extreme precipitation events over the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, 37, 607–620, doi:10.1002/joc.4726.
- Reeves, H. D., and Y.-L. Lin, 2007: The Effects of a Mountain on the Propagation of a Preexisting Convective System for Blocked and Unblocked Flow Regimes. *J. Atmos. Sci.*, 64, 2401–2421, doi:10.1175/JAS3959.1.
- Riosalido, R., A. Rivera, and F. Martín, 1988: Development of a mesoscale convective system in the Spanish Mediterranean Area. 7th Meteosat Scientific User's Meeting, Madrid, Eumetsat EUM P04, 375–378.
- Roe, G. H., 2005: Orographic Precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 645–671, doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122541.
- Röhner, L., K.-U. U. Nerding, and U. Corsmeier, 2016: Diagnostic study of a HyMeX heavy precipitation event over Spain by investigation of moisture trajectories. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 142, 287–297, doi:10.1002/qj.2825.
- Romero, R., J. A. Guijarro, C. Ramis, and S. Alonso, 1998: A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: first exploratory study. *Int. J. Climatol.*, 18, 541–560, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199804)18:5<541::AID-JOC270>3.0.CO;2-N.
- , C. A. Doswell, and C. Ramis, 2000: Mesoscale Numerical Study of Two Cases of Long-Lived Quasi-Stationary Convective Systems over Eastern Spain. *Mon. Weather Rev.*, 128, 3731–3751, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3731:MNSOTC>2.0.CO;2.
- Schoenberg Ferrier, B., J. Simpson, and W.-K. Tao, 1996: Factors Responsible for Precipitation Efficiencies in Midlatitude and Tropical Squall Simulations. *Mon. Weather Rev.*, 124, 2100–2125, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2100:FRFPEI>2.0.CO;2.
- Shein, K. A., D. P. Todey, F. A. Akyuz, J. R. Angel, T. M. Kearns, and J. L. Zdrojewski, 2013: Revisiting the statewide climate extremes for the United States: Evaluating existing extremes, archived data, and new observations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 94, 393–402, doi:10.1175/BAMS-D-11-00013.1.
- Trapero, L., J. Bech, F. Duffourg, P. Esteban, and J. Lorente, 2013: Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 13, 2969–2990, doi:10.5194/nhess-13-2969-2013.
- Trenberth, K. E., 1999: Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. *J. Clim.*, 12, 1368–1381, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1368:AMRROA>2.0.CO;2.
- , A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 1205–1217+1161, doi:10.1175/BAMS-84-9-1205.
- Wussow, G., 1922: Untere Grenzwerte dichter Regenfälle. *Meteorol. Zeitschrift*, 39, 173–178.
- Zhang, H., K. Fraedrich, R. Blender, and X. Zhu, 2013a: Precipitation Extremes in CMIP5 Simulations on Different Time Scales. *J. Hydrometeorol.*, 14, 923–928, doi:10.1175/JHM-D-12-0181.1.
- , —, X. Zhu, R. Blender, and L. Zhang, 2013b: World's Greatest Observed Point Rainfalls: Jennings (1950) Scaling Law. *J. Hydrometeorol.*, 14, 1952–1957, doi:10.1175/JHM-D-13-074.1.
- Zhu, Y., and R. E. Newell, 1998: A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers. *Mon. Weather Rev.*, 126, 725–735, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2.

PART II. PROCESSOS DE PRECIPITACIÓ EN OROGRAFIA COMPLEXA

*“Love is life’s snow.
It falls deepest and softest into the gashes
left by the fight – whiter and purer than snow itself”
—Fridtjof Nansen—*

1. Conceptes previs

1.1. Distribució de mides de les gotes de pluja

L’estructura de la distribució de mides de gotes de pluja (DSD, de l’anglès *Drop-Size Distribution*) és un dels temes d’interès centrals de la física de la precipitació. La DSD és una funció que es defineix com la quantitat de gotes de pluja per a una determinada mida de gota (Figura II-1) i canvia segons el tipus de precipitació i els processos físics que l’han produït.

Els primers anàlisis de la disdrometria de les pluges en els anys 40 varen mostrar que la DSD segueix un patró simple. En concret, Marshall and Palmer (1948) varen aproximar la DSD a una funció exponencial de la forma

$$N(D) = N_0 \exp(-\lambda D) \quad (\text{II. 1})$$

on $N(D)$ és el nombre de gotes per unitat de volum i unitat d'interval de mida ($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$), λ és el paràmetre de pendent (mm^{-1}) i D és el diàmetre de les gotes (mm).

Estudis posteriors van mostrar que la funció exponencial es desviava lleugerament respecte les mesures experimentals. Per tal de corregir aquesta desviació van haver diversos intents de reformular-la de forma que s'ajustés millor als resultats obtinguts experimentalment. De totes les reformulacions que s'han realitzat, la més estesa ha estat l'aproximació mitjançant una funció gamma de tres paràmetres (Ulbrich 1983)

$$N(D) = N_0 D^\mu \exp(-\lambda D) \quad (\text{II. 2})$$

on μ és el paràmetre de forma.

Els avantatges d'aquesta expressió són en primer lloc la seva simplicitat, la capacitat de reproduir diferent varietat de formes de DSD a partir del paràmetre μ , i finalment que és la extensió natural de la funció exponencial, de forma que quan $\mu = 0$, la funció gamma es redueix a la funció exponencial (Atlas and Chmela 1957).

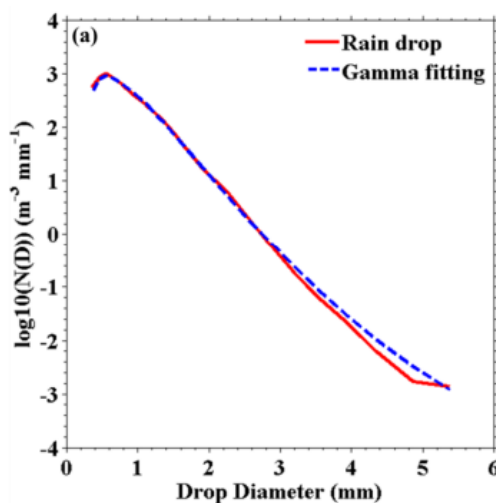


Figura II-1. Exemple de distribució de mides de la precipitació i ajust a la funció gamma. Font: Wen et al. (2017)

Tots els paràmetres de la fórmula es poden aproximar usant els moments de la DSD (Tokay and Short 1996) els quals es poden definir de la forma

$$M_n = \int D^n N(D) dD \quad (\text{II. 3})$$

Així podem determinar els diferents paràmetres de la DSD a partir del paràmetre adimensional

$$\eta = \frac{M_4^2}{M_2 M_6} \quad (\text{II. 4})$$

i les següents relacions

$$\mu = \frac{(7 - 11\eta) - [(7 - 11\eta)^2 - 4(\eta - 1)(30\eta - 12)]^{1/2}}{2(\eta - 1)} \quad (\text{II. 5})$$

$$\Lambda = \left[\frac{(4 + \mu)(3 + \mu)M_2}{M_4} \right]^{1/2} \quad (\text{II. 6})$$

$$N_0 = \frac{p_n \Lambda^{n+\mu+1}}{\Gamma(n + \mu + 1)} \quad (\text{II. 7})$$

on $\Gamma(x)$ és la funció gamma completa

$$\Gamma(x) = \int_0^{\infty} u^{x-1} e^{-u} du. \quad (\text{II. 8})$$

A més a més dels paràmetres que defineixen l'estructura de la DSD, existeixen altres paràmetres d'interès que poden ser deduïts a partir del mètode dels moments (Tokay and Short 1996; Testud et al. 2001; Bringi et al. 2003; Rosenfeld and Ulbrich 2003; Ulbrich and Atlas 1998). El primer d'ells és la reflectivitat Z ($\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$) que es pot relacionar amb la potència del senyal electromagnètic retrodispersat per un blanc al radar i que es defineix com

$$Z = \int D^6 N(D) dD. \quad (\text{II. 9})$$

El segon paràmetre és la intensitat de precipitació R (mm h^{-1})

$$R = 0.6\pi \int v(D) D^3 N(D) dD \quad (\text{II. 10})$$

on $v(D)$ (m s^{-1}) és la velocitat de caiguda de la gota que pot ser aproximada per l'equació empírica d'Atlas et al. (1973) o d'Atlas and Ulbrich (1977), respectivament

$$v(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-6D) \quad (\text{II. 11})$$

$$v(D) = 17.67D^{-0.67}. \quad (\text{II. 12})$$

El tercer és el contingut d'aigua líquida LWC (g m^{-3}) que es pot calcular fent

$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho_w \int D^3 N(D) dD \quad (\text{II. 13})$$

on ρ_w és la densitat de l'aigua (1 kg m^{-3}).

Finalment podem calcular també altres paràmetres com el diàmetre del volum mitjà de les gotes D_m (mm):

$$D_m = \frac{M_4}{M_3}, \quad (\text{II. 14})$$

el diàmetre de la mediana del volum de les gotes D_0 (mm):

$$D_0 = \frac{3.67 + \mu}{\Lambda}, \quad (\text{II. 15})$$

la intersecció generalitzada N_w ($\text{mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$):

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{W}{D_m^4} \right), \quad (\text{II. 16})$$

o la concentració d'hidrometeors N_T ($\text{mm}^{-1} \text{ m}^{-3}$):

$$N_T = \frac{N_0 D_0^{1+\mu} \Gamma(1 + \mu)}{(3.67 + \mu)^{1+\mu}}. \quad (\text{II. 17})$$

1.2. Variacions de la DSD per diferents processos de precipitació

La DSD de la precipitació pot canviar segons els processos que es produeixin. Així, Rosenfeld and Ulbrich (2003) formularen les modificacions en la DSD esperades per a diferents processos físics quan actuen sols mantenint la resta constant.

- (a) *Coalescència*: Aquest procés ocorre quan les gotes grosses capturen les gotes petites degut a la diferència de velocitat de caiguda entre elles. Per tant, quan actua aquest procés es reduiran les gotes petites mentre que creixeran les grosses (Figura II-2a). Per tant esperem que D_0 augmenti mentre que la concentració de gotes (N_T) es reduirà. També provoca que augmenti el paràmetre μ de l'equació II.2.
- (b) *Trencament*: Si les gotes es fan molt grans tendeixen a trencar-se. El trencament implica la creació de gotes petites a partir de gotes grans (Figura II-2b). Per tant, quan actua aquest procés trobem que D_0 disminueix mentre que N_T augmenta.
- (c) *Coalescència i trencament combinats*: El trencament de les gotes és més important per a gotes grans, mentre que la coalescència és més important per a gotes petites. Per tant si ambdós processos ocorren junts disminuiran tant les gotes més petites com les més grosses augmentant les grosses mitjanes (Figura II-2c). Això provoca que augmenti encara més el paràmetre μ en comparació amb la coalescència actuant aïlladament.

- (d) *Acreció*: En aquest context ens referim a accreció com la captura dels hidrometeors que formen els núvols per les gotes precipitants. Per tant, si aquest procés actua, totes les gotes, independentment de la mida, augmentaran (Figura II-2d). Per tant N_T es mantindrà constant, no així la D_0 que augmentarà.
- (e) *Evaporació*: L'evaporació tendeix a disminuir la mida de les gotes de totes les mides. Però no ho fa en totes per igual. Les gotes petites són més susceptibles a evaporar-se que les gotes grans, disminuint més ràpidament la seva mida i evaporant-se completament abans que les gotes grans (Figura II-2e). Per tant, l'evaporació produirà una disminució de N_T i un augment de la μ . Tot i la disminució general de la mida de les gotes, l'asimetria pot fer que la D_0 creixi. També pot donar-se el procés contrari de creixement per condensació de vapor en la superfície de la partícula cosa que faria créixer les gotes, especialment les més petites (Lolli et al. 2018).
- (f) *Corrents ascendents*: Els corrents ascendents provoquen un retard en la caiguda de les gotes i a més a més una selecció per mides. Les gotes petites són transportades a nivells alts, mentre que les grosses seran capaces de caure. Aquest fenomen ocorre especialment en les tempestes, on les gotes petites s'acaben concentrant en l'enclusa de la tempesta. L'efecte en la DSD és similar que en l'evaporació (Figura II-2f).
- (g) *Corrents descendents*: Els corrents descendents generen un flux contrari al dels corrents ascendents, és a dir, incrementant la caiguda de gotes cap a terra. Els detalls, en el canvi, de la DSD són incerts, però probablement pot actuar de forma inversa als corrents ascendents (Figura II-2g).
- (h) *Homogeneïtzació*: El cisallament del vent i els corrents ascendents poden portar a una selecció en les mides de les gotes, especialment en les supercèl·lules (Atlas and Chmela 1957; Dawson et al. 2015). Aquest procés porta a formar una DSD molt estreta (Figura II-2f), formant una distribució amb una μ molt elevada i disminuint dràsticament la N_T .

1.3. La DSD en la diferents tipus de precipitació i en la precipitació de muntanya

Amb la globalització dels radars i els mètodes d'observació disdromètrics s'ha generalitzat l'observació i classificació d'episodis de precipitació segons els diferents paràmetres disdromètrics. Rosenfeld & Ulbrich (2003) analitzaren el diàmetre de les gotes i el contingut d'aigua líquida de 23 estudis previs entre els que hi havia precipitacions marítimes, continentals, pluges tropicals i huracans i precipitacions orogràfiques càlides. En el seu anàlisi descrigueren les característiques dels diferents tipus de precipitació:

- (a) *Els núvols marítims* contenen concentracions baixes de partícules grans i precipiten fàcilment degut a processos càlids com la coalescència. En els núvols marítims, la coalescència és tan ràpida que la pluja es desenvolupa i cau ràpidament mentre el núvol encara creix. En els processos marítims, per tant, les gotes de pluja no són capaces de créixer molt i es caracteritzen per tenir un diàmetre en general petit i una concentració molt alta, essent, a més a més, molt susceptibles al trencament.
- (b) *Els núvols continentals* tenen una gran concentració de partícules molt petites de forma que els processos de coalescència queden suprimits. Al suprimir la coalescència, les gotes dels núvols tenen que créixer en altura per començar a precipitar. A més a més, en la convecció continental es donen forts corrents ascendants que porten a fer créixer les gotes superrefredades mitjançant processos freds, *i.e.* on la fase sòlida hi és present. Els hidrometeors sòlids poden créixer molt sense trencar-se i finalment cauen i es desfan, tot i que encara poden continuar creixent per acreció de gotes de núvol.
- (c) *La pluja orogràfica d'origen marítim* amplifica els processos que es donen en els núvols marítims i genera un gran nombre de gotes molt petites. Això comporta que s'observin reflectivitats molt petites per a una certa intensitat de la precipitació i que per tant se subestimi la precipitació si no es modifica la relació Z-R del radar. Aquest fenomen s'observa habitualment en la Mediterrània Occidental durant els processos de pluja càlida habituals de les costes a l'est de la península Ibèrica, que tenen una orografia molt pronunciada.

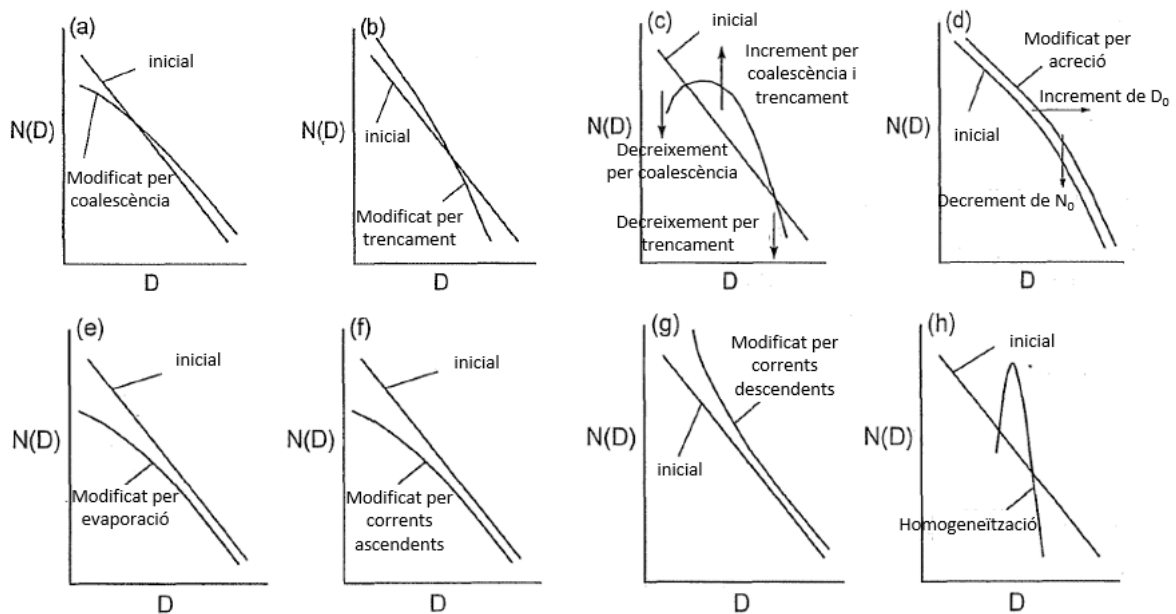


Figura II-2. Descripcions esquemàtiques de l'efecte de diferents processos en la modificació de la DSD. Adaptat de Rosenfeld i Ulbrich (2003)

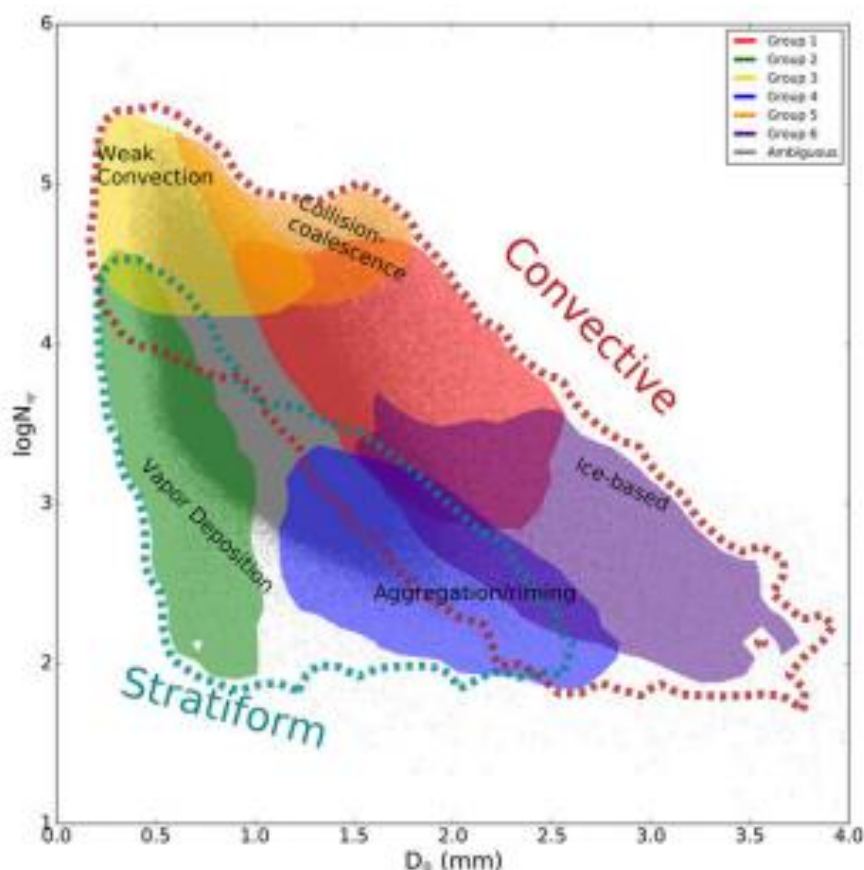


Figura II-3. Model conceptual dels mecanismes dominants de la precipitació en l'espai $\log(N_w)$ – D_0 . Els punts grisos representen cada punt del dataset usat per Dolan et al. (2018). Els grups ombrejats representen diferents agrupacions realitzades mitjançant un anàlisi de components principals. Els contorns a traços representen els grups relacionats amb processos convectius o estratiformes. Font: Dolan et al. (2018).

A partir de les dades de diferents disdròmetres i radars Bringi et al. (2003) trobà una relació inversa entre la N_w i la D_m per la pluja estratiforme que reflecteix la procedència de la pluja estratiforme des de grans flocs de neu (N_w petita i D_m gran) fins a petites i compactes partícules de *graupel* (N_w gran i D_m petita). També observaren les diferències entre la convecció marítima (amb D_m mitjana i gran N_w) i la convecció continental (amb N_w mitjana i D_m molt gran). Diferents estudis han observat aquests o altres paràmetres en diversos tipus de precipitacions de tot el món, com per exemple en els monsons asiàtics (Kirankumar et al. 2008; Narayana Rao et al. 2009; Wen et al. 2016), en les tempestes de les grans planes dels EUA (Friedrich et al. 2013b,a), en el mediterrani (Cerdà 1997; Cerro et al. 1997; Chapon et al. 2008; Baltas et al. 2016) o en zones de muntanya de diferents continents (Hachani et al. 2017; Chen et al. 2017; Zagrodnik et al. 2018). Recentment, usant disdròmetres d'arreu del món, Dolan et al. (2018) ha realitzat

una agrupació dels règims primaris de la DSD identificant els mecanismes principals que domina en cadascun (Figura II-3).

Precisament en una zona de muntanya és on es desenvolupa la campanya estudiada en aquesta part de la tesi, i és on més pot variar la DSD i els processos relacionats degut a la gran varietat de mecanismes amb que les muntanyes modifiquen la precipitació (Houze 2012). Amb aquest objectiu es realitzen al món diversos experiments (entre els quals hi ha el nostre) per tal d'estudiar i d'identificar els mecanismes i la microfísica que subjacent als processos de precipitació orogràfica. Així per exemple, en anteriors campanyes com l'ALPEX (*Alpine Experiment*), el MAP (*Mesoscale Alpine Program*) o l'IMPROVE (*Improvement of Microphysical Parametrization through Observational Verification Experiment*) entre d'altres, s'han identificat una sèrie de diferents mecanismes que actuen a les muntanyes com per exemple:

- (a) A sobrevent de les muntanyes es forma una capa de cisalla que indueix processos dinàmics que afavoreixen la turbulència i promou el creixement dels hidrometeors i de la precipitació en aquestes regions (Houze and Medina 2005; Medina et al. 2005) (figura II-4a)
- (b) Els ascensos inestables sobre les muntanyes poden augmentar la eficiència de la precipitació per *riming* de partícules superrefredades (Medina and Houze 2003) (figura II-4b).
- (c) Els petits corrents ascendents i descendents dins d'una capa turbulenta comporten també un creixement dels hidrometeors per *riming* en les muntanyes costaneres (Yuter and Houze 2003; Houze and Medina 2005) i per agregació o acreció en les muntanyes de l'interior on el contingut d'aigua líquida és menor (Geerts et al. 2011; Aikins et al. 2016)
- (d) Les ones de muntanya poden tenir un efecte molt dèbil en els processos de precipitació (Kingsmill et al. 2016)

Actualment s'estan duent a terme altres campanyes de mesura de la precipitació entre les que destaca la campanya als monts Olímpics als EUA (OLYMPEX), que pretén mesurar l'impacte i els processos de precipitació sobre les muntanyes costaneres (Houze et al. 2017; Zagrodnik et al. 2018). La campanya d'observació Cerdanya-2017 en canvi, ens centrarem en l'estudi dels processos de precipitació en una vall tancada, propera al mar Mediterrani però amb relativament poca influència marítima.

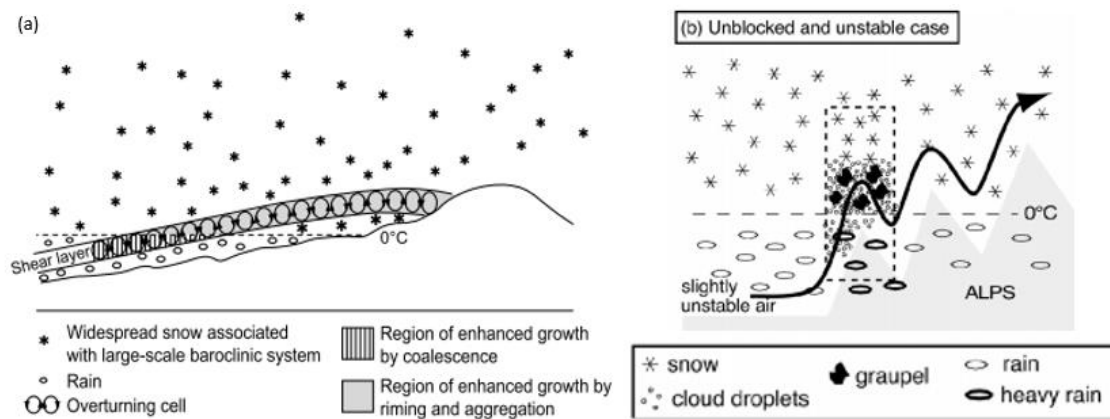


Figura II-4. Model conceptual dels mecanismes dinàmics i microfísics responsables del reforçament orogràfic durant: (a) Les tempestes amb estratificació estable. Font: Houze & Medina 2005. (b) El reforçament orogràfic durant les tempestes amb flux inestable i no bloquejat. Font: Medina & Houze (2003).

2. Campanya d'observació Cerdanya-2017

Entre el desembre de 2016 i maig de 2017 es va dur a terme a la vall de La Cerdanya (Pirineus Orientals) una campanya de mesures de camp per a la investigació de tres fenòmens meteorològics que es donen en les zones de muntanya: *cold air pools*, ones de gravetat i precipitacions orogràfiques. El treball realitzat en aquesta part de la tesi s'emmarca en el grup de mesura de precipitació orogràfica, que es focalitza en l'estudi de la intensificació de la precipitació tant en règims estables com convectius.

La campanya, anomenada Cerdanya-2017, va implicar un esforç conjunt de diversos grups d'investigació de la Euroregió Pirineus-Mediterrània i va suposar la instal·lació d'instrumentació diversa per a la mesura intensiva d'aquests fenòmens dividits en: estacions meteorològiques automàtiques (EMAs) repartides per tota la vall i un punt principal d'observació situat a l'aeròdrom de Das on es va instal·lar la major part d'instrumentació especial (figura II-5a). A continuació es descriu l'àrea on s'ha realitzat l'estudi i els instruments principals utilitzats en aquesta part de la tesi.

2.1. Àrea d'estudi

L'àrea d'estudi es situa en una ampla vall o fossa (d'uns 15 km en el seu eix menor) dels Pirineus Orientals que té una orientació ENE-WSW, a diferència de la majoria de valls pirinenques amb orientació N-S (figura II-6). La part més profunda de la vall, on la instrumentació fou col·locada, es situa 1100 m d'altitud i s'estreny cap a l'est-sud-est envoltat al nord-oest i al sud-est per muntanyes per sobre dels 2000 m i fins a

2900 m d'altitud. És per tant una vall bastant tancada en quasi totes les direccions. Diverses valls més petites drenen a la ampla vall de La Cerdanya i durant l'hivern és habitual que es produeixin fortes inversions al fons de la vall (Pagès et al. 2017; Miró et al. 2018).

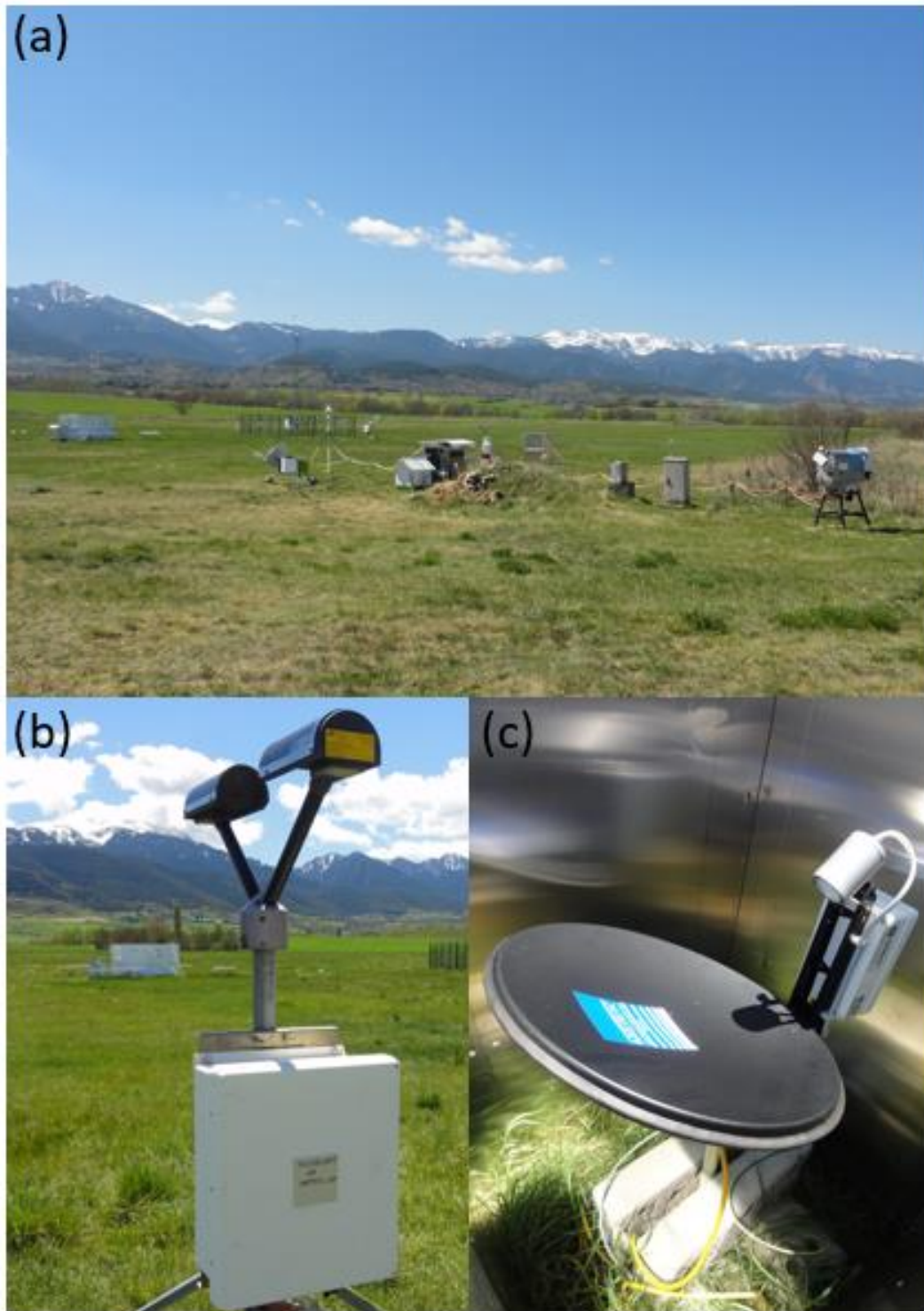


Figura II-5. (a) Instrumental instal·lat a Das durant la campanya experimental. (b) Sensor Parsivel. (c) Micro Rain Radar. Cortesia d'en Joan Bech

La vall de la Cerdanya presenta un fort gradient de precipitació en funció de l'alçada. Mentre que a la part interna de la vall s'assoleixen només uns 600 mm any⁻¹, en les muntanyes dels voltants la precipitació pot excedir dels 1400 mm any⁻¹ (Xercavins 1985). A aquest efecte se'l refereix com l'ombra pluviomètrica de la Cerdanya. L'estació plujosa a la Cerdanya és l'estiu, a diferència de la majoria d'àrees mediterrànies del voltant on la major part de la pluja de l'any es recull a la tardor (mapes no publicats d'AEMET). Els patrons de les nevades també mostren una dependència clara amb l'alçada de l'estació, de forma que les estacions de la vall interna tenen menys de 20 dies de nevada a l'any en comparació amb els més de 40 dies de nevades que es produeixen en les muntanyes dels voltants, especialment en la serralada nord que queda més exposada al vents hivernals del nord (Xercavins 1985). L'hivern ha estat històricament considerada l'estació seca a la Cerdanya, tot i així, aquestes dades poden estar esbiaixades degut a estudis recents sobre la subestimació de la precipitació sòlida per a la majoria de pluviòmetres (Rasmussen et al. 2012).

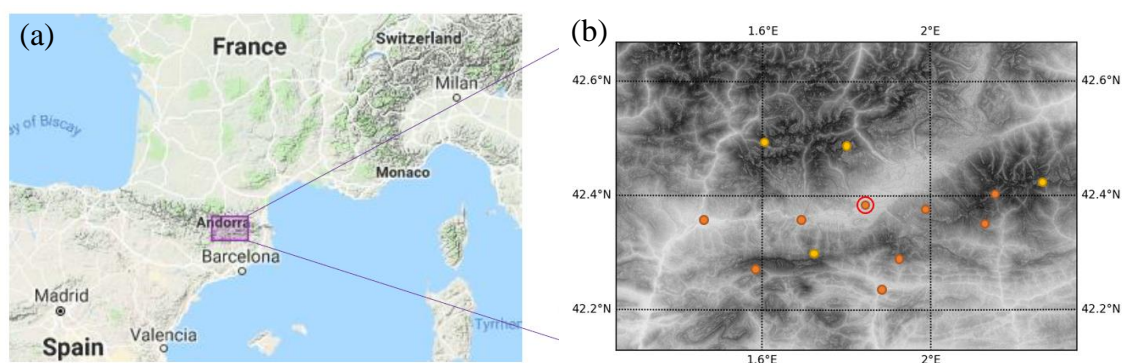


Figura II-6. (a) Localització i (b) mapa topogràfic de la vall de la Cerdanya. Els pluviòmetres de la xarxa Cerdanya-2017 estan senyalats com a cercles (taronja els de balançí i groc els de pesada). El cercle buit vermell indica la posició del centre principal de mesura a Das.

2.2. Pluviòmetres

Durant la campanya experimental Cerdanya-2017 es va utilitzar una xarxa pluviomètrica específica creada a partir d'una selecció d'EMAs administrades per la Agència Estatal de Meteorologia (AEMET), el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC), l'Institut d'Estudis Andorrans (CENMA) i una xarxa creada ad-hoc aportada per *MeteoFrance*, que disposaren de dos tipus de pluviòmetres diferents: de balançí i de pesada. Els pluviòmetres poden tenir diverses fonts d'error; entre elles s'inclouen algunes

sistemàtiques com les procedents de la desviació del vent, l'evaporació o les esquitxades (WMO 2014). Aquests errors se suposen en general petits per a la precipitació líquida (inferiors a 20 %) i la mesura obtinguda es considera sense corregir. En canvi, no passa el mateix amb la mesura de la precipitació sòlida, on els errors poden arribar a ser de fins al 80 % o més, especialment quan el vent és fort (Rasmussen et al. 2012; Kochendorfer et al. 2017a). Degut a que la campanya es va desenvolupar en condicions hivernals i que la precipitació caiguda en alguns episodis va ser en forma sòlida, les mesures dels episodis estudiats, s'han corregit usant les funcions de transferència desenvolupades per Buisán et al. (2017) per als pluviòmetres de balancí i per Kochendorfer et al. (2017b) per als pluviòmetres de pesada.

2.3. Disdròmetre Parsivel

El *Particle Size Velocity* (Parsivel; Löffler-Mang and Joss 2000) fabricat per l'empresa *OTT* és un disdròmetre òptic amb un sensor làser (figura II-5b). Quan un hidrometeor passa per davant del feix, part del làser és ocultat reduint el voltatge de sortida. El Parsivel assumeix que les partícules de precipitació són esfèriques de pluja. Segons la reducció i la durada del senyal, el Parsivel determina la mida i la velocitat de la partícula. El Parsivel classifica les partícules en 32 intervals de diàmetre i en uns altres 32 intervals de velocitat, obtenint finalment una matriu cada 60 s amb la quantitat de gotes mesurades per cadascun dels $32 \times 32 = 1024$ intervals. Respecte a altres tipus de disdròmetres, s'ha observat que el Parsivel té tendència a subestimar les partícules petites i a sobreestimar les partícules grans (Raupach and Berne 2015). Durant la campanya s'ha utilitzat un disdròmetre Parsivel de 1a generació. L'annex A mostra l'anàlisi de les mesures del Parsivel per a una sèrie disdròmetrica sintètica.

2.4. Micro Rain Radar

El *Micro Rain Radar* (MRR; Peters et al. 2005) fabricat per l'empresa *Metek* és un radar meteorològic portàtil que funciona com a perfilador vertical i opera usant un esquema FM-CW (*Frequency Modulated Continuous Wave*) en la banda K (24.230 GHz). L'instrument opera transmetent un senyal de microones i mesurant la radiació dispersada per les partícules precipitants cada 10 segons. L'espectre Doppler es divideix en 64 intervals de velocitat que van de 0 a 12 m s^{-1} i en 32 intervals d'alçada amb una amplitud seleccionable de 10 a 300 m. Per la campanya observacional de La Cerdanya hem escollit un valor de 100 m per interval d'altitud, el que ens permet mesurar les partícules precipitants des de 300 fins a 3000 m, ja que els primers dos intervals i l'últim estan

afectats pels efectes propers al terra i el soroll respectivament. El postprocés del fabricant assumeix només partícules caient de 0 a 12 m s⁻¹; aquest rang tant petit pot portar a errors d'*aliasing* durant pluges convectives (Tridon et al. 2011) o en els moviments ascendent que es poden produir especialment quan les partícules de precipitació cauen en forma de neu.

2.5. Altres instruments

Durant la campanya experimental Cerdanya-2017 es van instal·lar altres instruments menys específics per a les mesures microfísiques de la precipitació com el *scanning Doppler wind lidar* (LIDAR), el *Wind Radio acoustic sounding system* (WR), l'*Eddy Covariance Station* (ECS), el *Ultra-High frequency wind Profiler* (UHF), el *MicroWave radiometer* (MWR) o sondejos atmosfèrics llançats en dies concrets durant la campanya de camp. Alguns d'aquests instruments s'han utilitzat per a completar les mesures i les anàlisis microfísiques i de circulació durant els diferents episodis estudiats.

2.6. DSD de la precipitació líquida mitjançant el Parsivel

A partir de la distribució de mides obtingudes mitjançant el disdròmetre Parsivel hem utilitzat el mètode de les diferències finites per aproximar els diferents paràmetres de la DSD (Friedrich et al. 2013a,b) tenint en compte l'àrea de mesura del feix làser del Parsivel i el temps de mostreig:

$$N(D_i) = \sum_i^{32} \frac{10^6 n(D_i)}{180\text{mm}(30\text{mm} - 0.5D_i)v_i\Delta D_i\Delta t} \quad (\text{II. 18})$$

on $n(D_i)$ és la quantitat de gotes comptades del diàmetre D_i i velocitat mitjana v_i durant el temps Δt .

Com que el Parsivel és susceptible a mostrar certs errors, especialment subestimant les gotes petites i sobreestimant les grans, hem realitzat diverses correccions als valors de $N(D_i)$: hem filtrat les partícules majors de 7.5 mm ja que difícilment les gotes de pluja poden arribar a aquests diàmetres, hem aplicat els coeficients de correcció de (Raupach and Berne 2015), i finalment hem filtrat també els instants de temps en que $R < 0.2$ mm. Així, un cop realitzades les correccions hem obtingut els moments de la DSD a partir de la expressió:

$$M_n = \sum_i^{32} D_i^n N(D_i) \quad (\text{II. 19})$$

que és anàloga a l'equació II.3 i hem calculat els paràmetres de la DSD a partir de les relacions II.4, II.5, II.6 i II.7.

La reflectivitat radar, la intensitat de precipitació i el contingut d'aigua líquida els hem calculat mitjançant les seves respectives expressions en diferències finites anàlogues a les equacions II.9, II.10 i II.13:

$$Z = 10 \log \left(\sum_i^{32} D_i^6 N(D_i) \right) \quad (\text{II. 20})$$

$$R = 0.6\pi \sum_i^{32} v(D_i) D_i^3 N(D_i) \quad (\text{II. 21})$$

$$LWC = \frac{\pi}{6} \rho_w \sum_i^{32} D_i^3 N(D_i). \quad (\text{II. 22})$$

Per a la resta de paràmetres s'ha utilitzat directament les seves expressions mostrades a les equacions II.4, 5, 6, 7, 14, 15, 16 i 17. Per la velocitat de caiguda de la gota hem utilitzat l'equació empírica de Atlas et al. (1973) descrita en l'equació II.11.

Aquest postprocés es va aplicar a les mesures del disdròmetre Parsivel quan aquest estava situat al observatori de la facultat de física de la UB. Les dades derivades s'han utilitzat en sinergia amb LIDARS i models analítics amb dades de radiosondejos per calcular paràmetres pluviomètrics derivats en alçada (Lolli et al. 2018). La implementació operativa d'aquest procediment pot servir per validar missions satel·litals com el Global Precipitation Mission experiment (GPM).

2.7. Paràmetres derivats per a la precipitació sòlida

2.7.1. Parsivel

Com s'ha esmentat en la secció II-2.2, el Parsivel assumeix que la precipitació és líquida i que per tant cau en forma d'esferoides. Tot i així, Battaglia et al. (2010) demostra que el Parsivel pot ser adaptat per a la mesura de la neu, tot i que amb certes limitacions. Per a estimar la mida d'un floc de neu, suggereix que el Parsivel permet determinar la dimensió horitzontal més ampla (WHD, de l'anglès *widest horizontal dimension*) a partir del diàmetre equivolumètric mesurat de forma que

$$WHD = \frac{D_{eq}}{(a_r)^{1/3}} \quad (\text{II. 23})$$

on a_r , és la relació axial (definit com la relació entre l'alçada i l'amplada) i es considera

$$\alpha_r^{PAR} = \begin{cases} 1 & D_r^{PAR} \leq 1 \text{ mm} \\ 1.075 - 0.075 D_r^{PAR} & 1 \text{ mm} < D_r^{PAR} < 5 \text{ mm} \\ 0.7 & D_r^{PAR} \geq 5 \text{ mm} \end{cases} \quad (\text{II. 24})$$

Segons Battaglia et al. (2010), aquest és l'únic paràmetre de mida que pot ser mesurat per al Parsivel, tot i que en realitat no té cap significat microfísic. Les estimacions de la WHD tenen grans incerteses per a partícules de mides menors; s'ha observat una subestimació del 20% per a partícules petites (Battaglia et al. 2010). La velocitat no pot ser corregida usant el disdròmetre Parsivel (Battaglia et al. 2010).

A partir de les mesures del Parsivel també és possible obtenir el factor de reflectivitat radar equivalent (Z_e) per a la neu, usant l'algoritme desenvolupat per (Löffler-Mang and Blahak 2001) de forma que

$$Z_e \approx C_K \sum_i C_{M,i} \frac{n_i D_i^6}{t F v_i} \quad (\text{II. 25})$$

on n_i , D_i i v_i són el nombre de partícules, el diàmetre mitjà i la velocitat mitjana d'una classe, t el temps, F l'àrea de mesura, C_K és el factor de correcció que té en compte les diferents propietats dielèctriques del gel i l'aigua líquida i és 0.195, finalment, $C_{M,i}$ és un factor per corregir el diàmetre mesurat i es calcula com

$$C_{M,i} = \left(\frac{6m_k}{\rho_i \pi D_k^3} \right)^2 \quad (\text{II. 26})$$

Per aplicar aquest factor de correcció és necessari assumir una relació mida-massa de la forma $m = aD^b$ (Smith 1984). Locatelli and Hobbs (1974) presenta diverses relacions mida-massa per a 14 espècies diferents de cristalls de neu. Els resultats d'aquesta correcció es mostren a l'annex B.

2.7.2. MRR

Tot i que el MRR va ser desenvolupat primerament per a mesurar precipitació líquida, s'ha demostrat que és capaç de mesurar precipitació sòlida també amb certes limitacions (Kneifel et al. 2011). Tot i així, les orientacions preferencials i les relacions d'aspecte de les partícules precipitants poden influenciar en les estimacions del radar (Garrett et al. 2015). Maahn and Kollias (2012) van presentar un algoritme per millorar el processament del senyal del MRR per a la precipitació sòlida a l'hora que permet detectar els moviments ascendents de les partícules, que amb el postprocés del fabricant podia causar *aliasing*. Amb aquest algoritme, el MRR ha pogut ser aplicat per a l'estudi

microfísic de bandes de neu en tempestes hivernals a la costa est dels Estats Units d'Amèrica (Stark et al. 2013), ha permès analitzar la convecció d'efecte llac (*lake effect*) al Llac Ontario (Minder et al. 2015), ha permès estimar la relació reflectivitat vs. intensitat de neu (Ze-SR) a l'Antàrtida (Souverijns et al. 2017), o calcular el balanç superficial del gel antàrtic (Gorodetskaya et al. 2015) i la disminució de la precipitació degut als vents catabàtics (Grazioli et al. 2017b).

3. Precipitació durant la campanya

3.1. Descripció de la campanya

Durant la campanya experimental Cerdanya-2017 diverses tempestes hivernals foren observades intensivament. Definim els episodis com a grups de precipitació continua o discontinua amb característiques similars o relacionats amb un mateix fenomen meteorològic (*e.g.* pas d'un front) i separats per al menys 3 hores. En concret, 42 episodis de precipitació foren observats i analitzats utilitzant les dades recollides pel MRR que funcionà durant tota la campanya i, quan estigueren disponibles, les dades del Parsivel, que tingué diferents períodes de funcionament. Les mesures aportades per les diverses EMAs, el ceilòmetre i el radiòmetre s'usaren com a suport per l'anàlisi dels diferents episodis. Tots aquests episodis estan resumits en la Taula II-1.

Del total dels episodis, sis han estat classificats com a episodis de *nevada*, és a dir sense cap mena de precipitació líquida, mentre que uns altres 15 han estat classificats com a situacions de *pluja*. Quan la reflectivitat no arribava a l'interval de menor altitud en el MRR, l'episodi es classificà com a *virga*. Els episodis restants han estat classificats com a *mixtes* o de *transició* entre pluja i neu o viceversa. Com és d'esperar els episodis de nevada dominen en gener i febrer, mentre que els episodis de pluja dominen en els mesos de març i abril. Tot i així es donaren sovint episodis tardans de neu, que es produïren fins ben bé al final de la campanya; en concret, l'últim episodi de neu es donà del 25 al 27 d'abril. Cal destacar que en aquests episodis, a diferència dels episodis primerencs de gener, la neu es dona quasi sempre en episodis mixtos de pluja i neu degut al pas de fronts que modifiquen de forma important la temperatura a nivells baixos.

Taula II-1. Llistat d'episodis de precipitació mesurats durant la campanya Cerdanya-2017

EVENT	Any	Mes	Dia d'inici	Hora d'inici	Dia final	Hora final	Durada (h)	Tipus	Extensió vertical ¹	Continuïtat	Parsivel
1	2017	1	10	10:30	10	13:30	3	Neu a Mixt	Moderada-Poc profund	--	SI
2	2017	1	10	19:00	11	1:00	6	Neu	Poc profund	Continu	SI
3	2017	1	13	3:00	13	18:00	15	Virga-Neu	Poc profund	Continu	SI
4	2017	1	14	2:00	14	22:00	10	Virga-Neu	Poc profund	Dispers	SI
5	2017	1	14	22:00	16	15:00	41	Neu	Moderada	Continu	SI
6	2017	1	25	14:00	26	15:00	25	Neu	Profund-Moderada-Poc profund	Dispers	NO
7	2017	1	27	7:00	28	6:00	23	Neu	Moderada	Continu	NO
8	2017	1	28	17:00	28	20:00	3	Virga	Moderada	--	
9	2017	2	2	7:00	3	20:00	13	Pluja	Moderada - Poc profund	Dispers	NO
10	2017	2	2	8:00	3	13:00	5	Neu a Mixt	Moderada - Poc profund	Dispers	NO
11	2017	2	3	20:00	4	8:00	12	Neu to Pluja	Poc profund	Dispers	NO
12	2017	2	4	15:00	5	11:00	20	Pluja	Poc profund -Moderada	Dispers	NO
13	2017	2	5	13:00	6	7:00	18	Neu	Moderada	Continu	NO
14	2017	2	6	17:00	7	0:00	7	Pluja	Poc profund	Continu	NO
15	2017	2	7	18:00	8	1:00	7	Pluja o Mixt	Moderada	Dispers	NO
16	2017	2	7	3:00	7	6:00	3	Virga	Profund	--	NO
17	2017	2	11	14:00	12	3:00	13	Pluja o Mixt	Moderada	Dispers	NO
18	2017	2	12	13:00	12	15:00	2	Virga	Moderada	--	NO
19	2017	2	12	19:00	14	7:00	36	Pluja or Mixt	Profunda-Moderada-Poc profund	Dispers	NO
20	2017	2	24	2:00	24	2:00	1	Pluja	Moderada	Curt	NO
21	2017	2	28	17:00	28	19:00	2	Probablement Mixt	Profund	Curt	NO
22	2017	3	3	18:00	4	4:00	10	Pluja a Mixt	Profund	Continu	NO
23	2017	3	4	16:30	4	18:00	1,5	Neu	Profund	Curt	NO
24	2017	3	6	5:00	6	10:00	5	Pluja	Moderada	Dispers	NO
25	2017	3	7	15:00	7	20:00	5	Pluja	Moderada	Dispers	NO
26	2017	3	8	2:00	8	5:00	3	Virga	Poc profund	Dispers	
27	2017	3	12	2:00	12	22:30	10,5	Pluja i Virga	Moderada	Dispers	NO
28	2017	3	22	22:00	23	12:00	14	Pluja, Mixt i Neu	Moderada	Dispers	SI
29	2017	3	24	8:00	25	18:00	34	Pluja, Mixt i Neu	Profund-Moderada-Poc profund	Dispers	SI
30	2017	3	27	12:00	27	21:00	9	Pluja	Moderada	Dispers	NO
31	2017	3	31	10:00	31	14:00	4	Virga	Profund	Dispers	
32	2017	3	31	18:00	31	21:00	3	Pluja	Profund	--	NO
33	2017	4	1	2:00	2	1:00	23	Virga	Alt- Poc profund	Dispers	NO
34	2017	4	5	18:00	5	21:00	3	Pluja-Xàfec	Frontera - Poc profund	--	NO
35	2017	4	8	17:00	8	18:00	1	Pluja-Xàfec	Profund	Curt	NO
36	2017	4	9	14:00	9	15:00	1	Pluja-Xàfec	Profund	Curt	NO
37	2017	4	13	17:00	13	18:00	1	Pluja-Xàfec	Profund	Curt	NO
38	2017	4	14	15:00	14	20:00	5	Virga	Profund	Dispers	NO
39	2017	4	15	13:00	15	16:00	3	Pluja	Profund	Dispers	NO
40	2017	4	23	16:00	23	19:00	3	Pluja	Profund	Dispers	NO
41	2017	4	25	5:00	27	16:00	59	Pluja a Neu	Profund-Moderada	Dispers	Parcial
42	2017	4	30	3:00	30	23:00	20	Pluja	Moderada-Poc profund	Dispers	SI

¹Profund > 3 km, Moderada entre 2.5 i 3 km, Poc profund < 2.5 km

Molts dels episodis consistiren en precipitacions intermitents o en episodis curts i només 7 d'ells conformaren episodis de precipitació continua; la majoria d'aquests últims es produïren al gener. Cap a l'abril es començaren a observar xàfecs curts de tarda típics de la convecció primaveral. Pel que fa a la profunditat de la precipitació també s'observen diferències entre l'inici i el final de la campanya: a l'inici és més fàcil veure precipitacions poc profundes que s'inicien per sota dels 2500 m sobre el terra, en canvi, al final de la campanya tendeixen a dominar estructures altes on la precipitació comença molt per sobre dels 3000 m que ens permet mesurar el MRR.

3.2. Estructura vertical dels episodis de precipitació sòlida durant la campanya

La inhomogeneïtat d'hidrometeors durant els episodis de precipitació líquida degut a la variabilitat de l'alçada de desgel no ens permet observar de forma sistemàtica l'estructura vertical de l'atmosfera durant la campanya hivernal. No obstant, no hi ha aquest problema durant els episodis de precipitació sòlida. En aquests casos no ocorre cap canvi de fase per sobre dels sensors, i per tant, els canvis que s'observaran seran únicament deguts als canvis en la circulació i als processos microfísics que es donin preferentment en la vertical de la vall de la Cerdanya.

La reflectivitat radar és un indicador de la quantitat i mida dels hidrometeors i per tant es pot usar com a *proxy* del creixement dels hidrometeors. Els flocs de neu, degut a la seva lleugeresa, permeten traçar els moviments de l'aire (Toloui et al. 2014). Per tant podem usar l'amplada espectral mesurada pel MRR (la distribució de velocitats Doppler en un interval del radar) com a *proxy* per la turbulència. Finalment la velocitat Doppler ens indicarà a la velocitat a la que cauen els hidrometeors, tenint en compte que la velocitat mesurada és el component vertical de la suma vectorial de la velocitat terminal de la partícula precipitant i els corrents verticals de l'aire. La figura II-7 mostra els histogrames de reflectivitat, amplada espectral i velocitat Doppler mesurats amb el MRR durant els episodis classificats com a *nevada* en la taula II-1.

(a) La reflectivitat mesurada a nivells alts està compresa entre 0 i 10 m s^{-1} , amb una mediana d'uns 4 dBZ. A mesura que disminueix en alçada la reflectivitat augmenta fins arribar a l'alçada de les muntanyes. A partir d'aquesta alçada, la reflectivitat es manté molt constant en tota la vertical per sota amb valors compresos entre els 0 i els 20 dBZ, amb una mediana situada al voltant dels 10 dBZ.

(b) L'amplada espectral és baixa a nivells alts i se situa entre 0.1 i 0.7 m s^{-1} entre 2500 i 3000 m, amb una mediana d'uns 0.3-0.4 m s^{-1} . Entre els 2500 m i els

700 m s'observa una capa amb valors mitjans d'amplada espectral més grans. Aquests valors arriben fins als 1.6 m s^{-1} en els casos més extrems i als 0.8 m s^{-1} de mediana en la zona situada entre els 1200 i 1600 m, on es donen els valors màxims d'amplada espectral. Cal tenir en compte que els valors mínims són similars als de la capa més alta, el que indica que aquesta capa presenta una alta variabilitat. Per sota dels 700 m els valors tornen a disminuir fins a un màxim de 1 m s^{-1} i una mediana de 0.5 m s^{-1} .

- (c) La velocitat Doppler dels hidrometeors pot ser tant ascendent com descendent fins a $\pm 2 \text{ m s}^{-1}$ i amb un balanç general proper a 0 per sobre de l'alçada de les muntanyes, tot i que s'observa un lleuger increment de les velocitats descendents a mesura que l'alçada disminueix. Per sota d'aquest nivell la velocitat dels flocs de neu augmenta més ràpidament, sent totalment descendent i amb una mediana al voltant d' 1 m s^{-1} en els últims 1000 m.

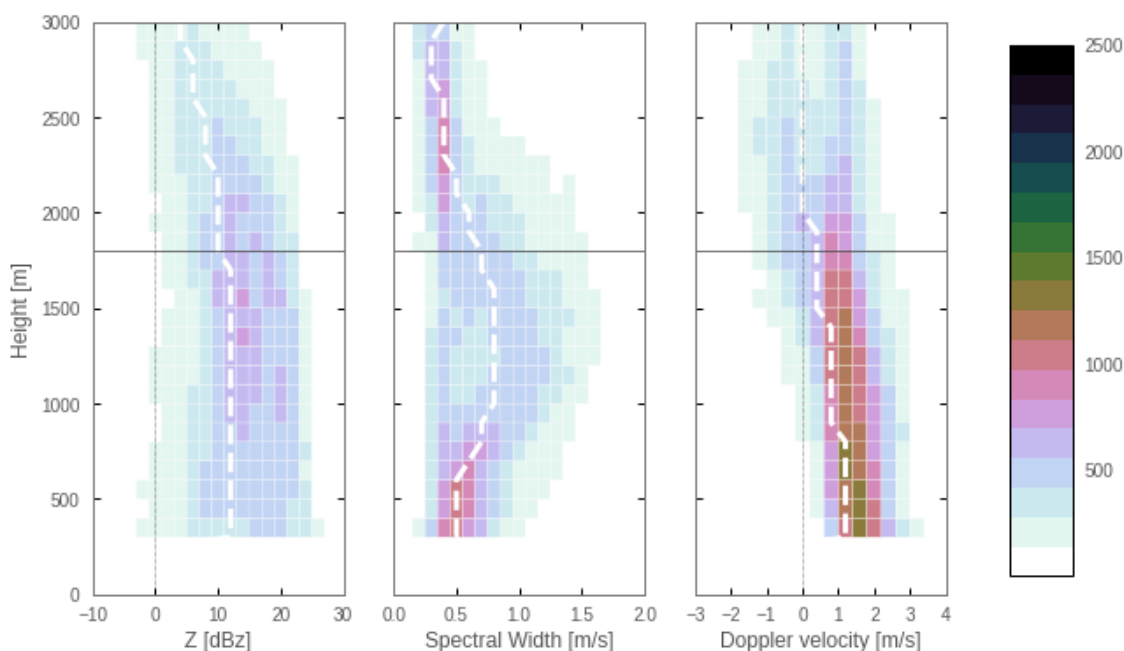


Figura II-7. Histogrames de reflectivitat (Z , esquerra), amplada espectral (*Spectral Width*, centre) i velocitat Doppler (*Doppler velocity*, dreta) amb l'alçada mesurats pel MRR durant els episodis de nevada de la campanya. La línia discontinua blanca representa el valor de la mediana i la línia negra horitzontal indica l'alçada de les muntanyes més altes.

L'estudi estadístic de la climatologia de l'estructura vertical de la precipitació en la vall de la Cerdanya ens mostra el patró general de comportament que es dona entre la circulació atmosfèrica i els processos microfísics per aquesta zona específica. A nivells alts de la muntanya, per sobre dels 2000 m, els cristalls de neu es creen i creixen. Aquests cristalls estan força influenciats pels corrents verticals que poden ser ascendents, però a

mesura que creixen els efectes de la gravetat augmenten poc a poc. Així, per sota dels 1800 m, a l'alçada dels pics més alts que envolten la vall, s'observa com ja dominen clarament les velocitats descendents. Una estructura remarcable és la que genera un augment de la turbulència just per sota de l'alçada màxima de les muntanyes. L'anàlisi visual de diferents episodis sembla indicar que aquesta estructura és producte d'una línia de cisallament que es forma en la vall i que separaria l'aire estancat de la vall de l'aire de l'atmosfera lliure. Aquest augment de la turbulència està relacionat amb un increment de la velocitat vertical dels hidrometeors, però no s'observa pas un increment de la reflectivitat, que implicaria un creixement dels flocs de neu. Aquest fet indica que els hidrometeors en la Cerdanya són probablement insensibles a la turbulència generada per aquesta capa. Per tant, l'augment de velocitat Doppler és probable que sigui més degut a l'absència de corrents verticals en l'aire estancat de la vall que al creixement dels flocs de neu per mescla turbulenta.

3.3. Climatologia de la DSD de la precipitació líquida durant la campanya

Al contrari que amb els perfils verticals, els diferents paràmetres de la DSD mostrats a la secció II-1.1, no poden ser determinats amb la neu degut a la seva anisotropia (veure discussió a l'apartat II-2.7.1), però sí amb la precipitació líquida. Aquí mostrem les propietats de la pluja mesurada durant la campanya Cerdanya-2017. Desafortunadament, el Parsivel no funcionà durant gran part de la campanya, per el que només hem pogut estudiar la DSD de la precipitació observada durant uns pocs episodis de pluja o de pluja i neu (veure Taula II-1). Per realitzar aquesta climatologia, hem filtrat tots els minuts en que la classificació automàtica del Parsivel (que realitza en funció de la distribució de diàmetres i velocitats) va detectar pluja o plugim, i per evitar mesures espúries que no forma part de la precipitació hem filtrat també tots els valors amb $R < 0.2 \text{ mm h}^{-1}$. Després de tots aquests filtres hem obtingut un total de 1760 mesures d'un minut entre gener i abril de 2017.

La taula II-2 mostra els valors mitjans, la desviació estàndard i els percentils 0%, 25%, 50%, 75% i 100% per a diferents paràmetres de la DSD i la figura II-8 mostra la distribució de tres d'ells, D_m , $\log(N_w)$ i LWC. Pels episodis mesurats durant la campanya, el valor mitjà obtingut de D_m és de 1.17 mm (per D_0 és 1.13 mm) amb valors en general compresos entre 0.94–1.35 mm. Curiosament tot i ser una campanya hivernal, aquests valors són molt propers als valors totals mesurats en estudis que tenen en compte una gran diversitat de precipitacions. Per exemple, Dolan et al. (2018) troba un valor global de D_0

idèntic estudiant precipitacions de tot el món. Tot i així, això no significa que sigui una mesura representativa de la pluja en totes les estacions de l'any. Per exemple Wen et al. (2016) i Hachani et al. (2017) obtenen valors similars de D_m per al total de precipitacions durant el monsó estiuenc asiàtic i el mediterrani francès respectivament, però aquests coincideixen també amb els valors de D_m de la pluja estratiforme. Per tant, aquest valor pot indicar tant la presència de pluges de tipus diferents que amitjanats donen 1.17 mm, o de precipitació solament estratiforme amb aquest valor de D_m .

Taula II-2. Mitjana, desviació estàndard i percentils dels paràmetres disdromètrics de la precipitació en forma líquida durant la campanya Cerdanya-2017

	D0 (mm)	Dm (mm)	Nw (mm-1 m-3)	LWC (g m-3)	R (mm h-1)	Z (dBZ)	lambda (mm-1)	mu
mean	1.13	1.17	4344	0.090	3.2	21.7	15.2	10.9
std	0.33	0.35	5067	0.120	4.3	8.2	14.7	10.9
min	0.55	0.56	6	0.006	0.2	3.5	1.2	-2.4
25%	0.92	0.94	1027	0.012	0.4	14.6	5.9	3.8
50%	1.08	1.12	2378	0.038	1.3	21.7	10.5	7.8
75%	1.29	1.35	5825	0.125	4.3	28.6	19.1	14.4
max	5.17	5.23	33372	1.303	45.2	43.1	173.7	122.0

El valor mitjà de $\log(N_w)$ en canvi, es de 3.64 bastant menor que els valors mitjans que donen Dolan et al. (2018) per a precipitacions d'arreu del món (3.95). També és menor que les mesures de Wen et al. (2016), Das et al. (2017) o Seela et al. (2017) per a precipitacions a l'est asiàtic, amb valors tots ells per sobre de 4. En canvi, aquest valor sí que s'aproxima al valor mitjà que obtenen Wen et al. (2016) per a les precipitacions estratiformes (3.78). Bringi et al. (2003) demostraren que la precipitació estratiforme, a diferència de la convecció, és en mitjana similar arreu del món, pel que és probable que la majoria de minuts de precipitació mesurada a la campanya Cerdanya-2017 sigui estratiforme. Tot i així, la gran dispersió de mesures i els valors tant extrems a les cues de D_m i N_w indiquen que precipitacions d'altres tipus hi són presents en un percentatge petit. Aquest fet queda en evidència al veure en la Taula II-1, en que s'observa que la major part dels episodis en que es va poder observar precipitació líquida, foren la majoria estratiformes, excepte per uns pocs episodis curts de convecció primaveral.

El contingut d'aigua líquida en les gotes de precipitació mostra el patró logarítmic típic d'aquesta magnitud i presenta un valor mitjà molt baix (0.09 g m^{-3}), comparat amb els valors mitjans obtinguts per molts estudis com per exemple Dolan et al. (2018) i Wen

et al. (2016). Els valors baixos de LWC poden corroborar parcialment la precipitació estratiforme (Dolan et al. 2018), però tot i així són sensiblement més baixos als valors de pluja estratiforme mesurats a la Xina oriental per Wen et al. (2016). Aquesta diferència pot ser deguda a una certa continentalitat de la precipitació en la vall de la Cerdanya (el LWC és similar per exemple al obtingut per Chen et al. (2017) en el plató tibetà), que queda lleugerament aïllada dels fluxos humits del Mediterrani i de l'Atlàntic. Probablement, el fet de mesurar en una vall tancada pot influir en el contingut d'aigua líquida. Seria interessant per tant en un futur mesurar les propietats disdromètriques a banda i banda de la vall.

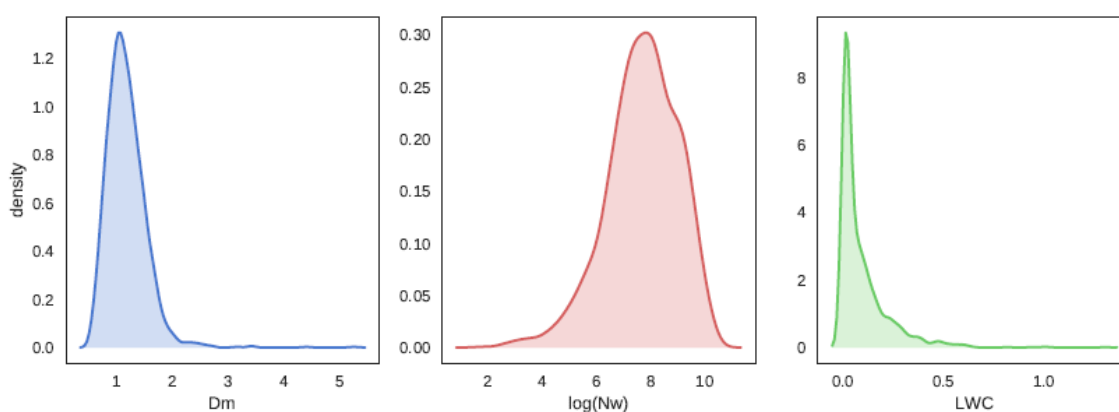


Figura II-8. KDE (adimensional) de a) D_m (en mm), b) $\log(N_w)$ (adimensional) i c) LWC (en $g\ m^{-3}$) de la precipitació líquida durant la campanya mesurats pel Parsivel.

La figura II-9 mostra les relacions entre D_m , N_w i LWC agrupats per diferents intensitats de pluja. A major intensitat, els valors mitjans de D_m , N_w i LWC augmenten, però les distribucions queden molt superposades per D_m i N_w . En canvi, les distribucions de LWC queden perfectament separades segons la intensitat de pluja. La relació $D_m - \log(LWC)$ és positiva, mentre que la relació $D_m - \log(N_w)$ és negativa, tal i com mostren nombrosos estudis realitzats a tot el món (e.g. Bringi et al. 2003; Dolan et al. 2018). Tot i així, les distribucions en els paràmetres de la campanya hivernal a la Cerdanya són més similars a les dades de latituds altes obtinguts per (Dolan et al. 2018) que per a latituds mitjanes com, per exemple, quasi absència de mesures amb D_m per sobre de 2 mm, fet que probablement es deu a l'absència de mesures estivals.

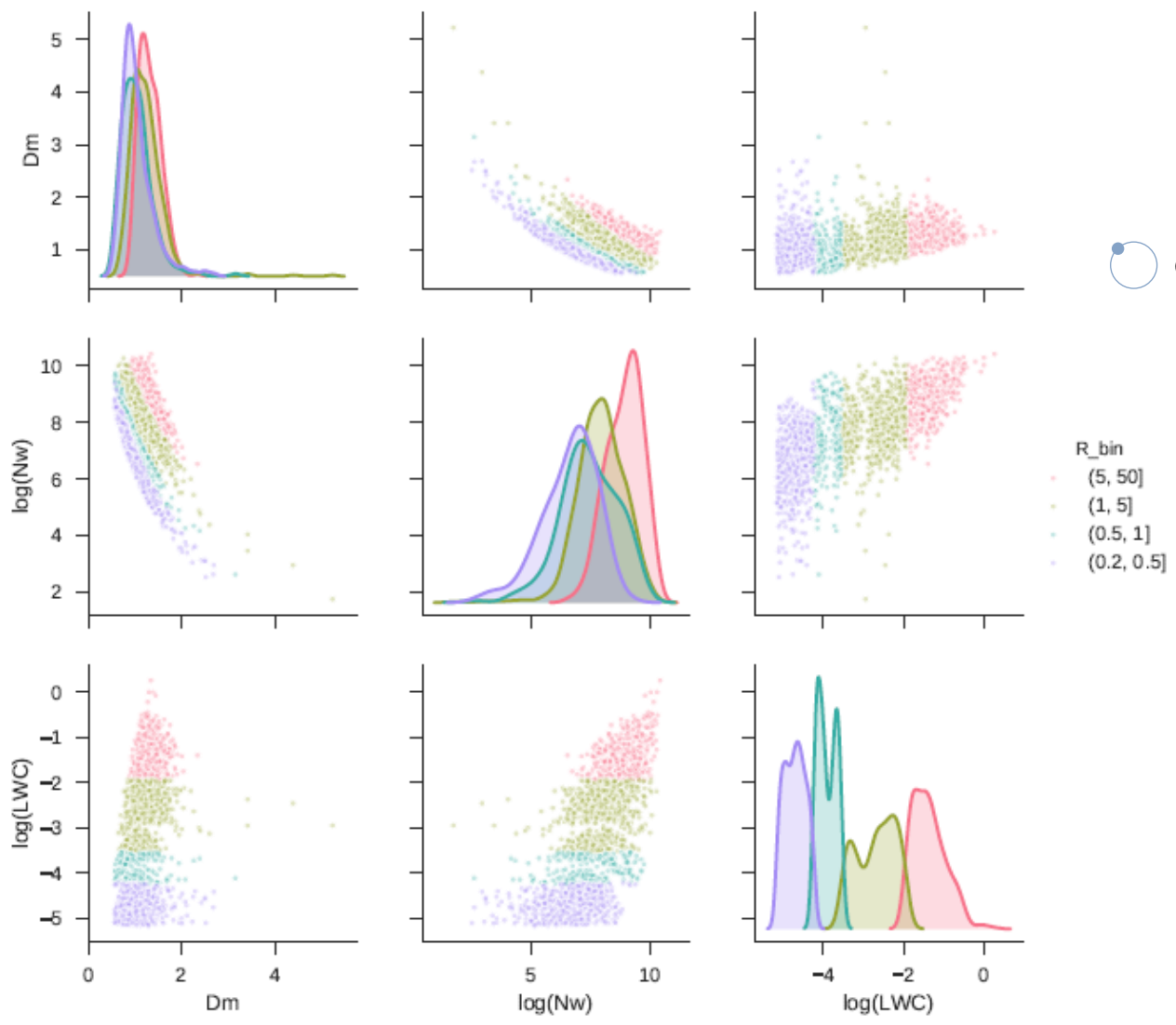


Figura II-9. KDE (adimensional, gràfics en la diagonal) i correlació (resta de gràfics) entre la D_m (en mm), $\log(N_w)$ (adimensional) i LWC (en $g\ m^{-3}$) segregats per intensitat de pluja (R_{bin} en $mm\ h^{-1}$) de la precipitació líquida durant la campanya: de 0.2 a 0.5 $mm\ h^{-1}$ en lila, de 0.5 a 1 $mm\ h^{-1}$ en blau, de 1 a 5 $mm\ h^{-1}$ en color oliva i de 5 a 50 $mm\ h^{-1}$ en rosa.

Per posar en context totes les mesures obtingudes durant la campanya Cerdanya-2017 hem representat la distribució $D_0 - \log(N_w)$ de la campanya sota el diagrama de Dolan et al. (2018) en la figura II-10. Com s'observa, la majoria de punts de mesura estan situats a la banda estratiforme del gràfic, el que és conseqüent amb l'anàlisi dels paràmetres efectuat prèviament. Sembla que el procés que més domina és el de la pluja estratiforme dèbil que es dona quan petites partícules glaçades que creixen per l'efecte Bergeron entren a la capa de desgel creant gotes de mida petita i reflectivitats per sota dels 25 dBZ, compatibles amb els valors mitjans de reflectivitat de la taula II-2. Certs

episodis durant la campanya presenten característiques convectives i han quedat representats en el gràfic. Els processos que es donen durant aquests episodis no arriben a ser convecció profunda continental típica de l'estiu on les partícules de gel creixen ajudades per les corrents ascendents fins a produir mides grans dels hidrometeors; tampoc es donen processos de precipitació càlida on domina la ràpida expulsió de gotes en els núvols. En canvi, es dona una convecció moderada, amb gotes de mida mitjana, amb D_m al voltant de 1 mm, i amb valors moderats de $\log(N_w)$, al voltant de 4.

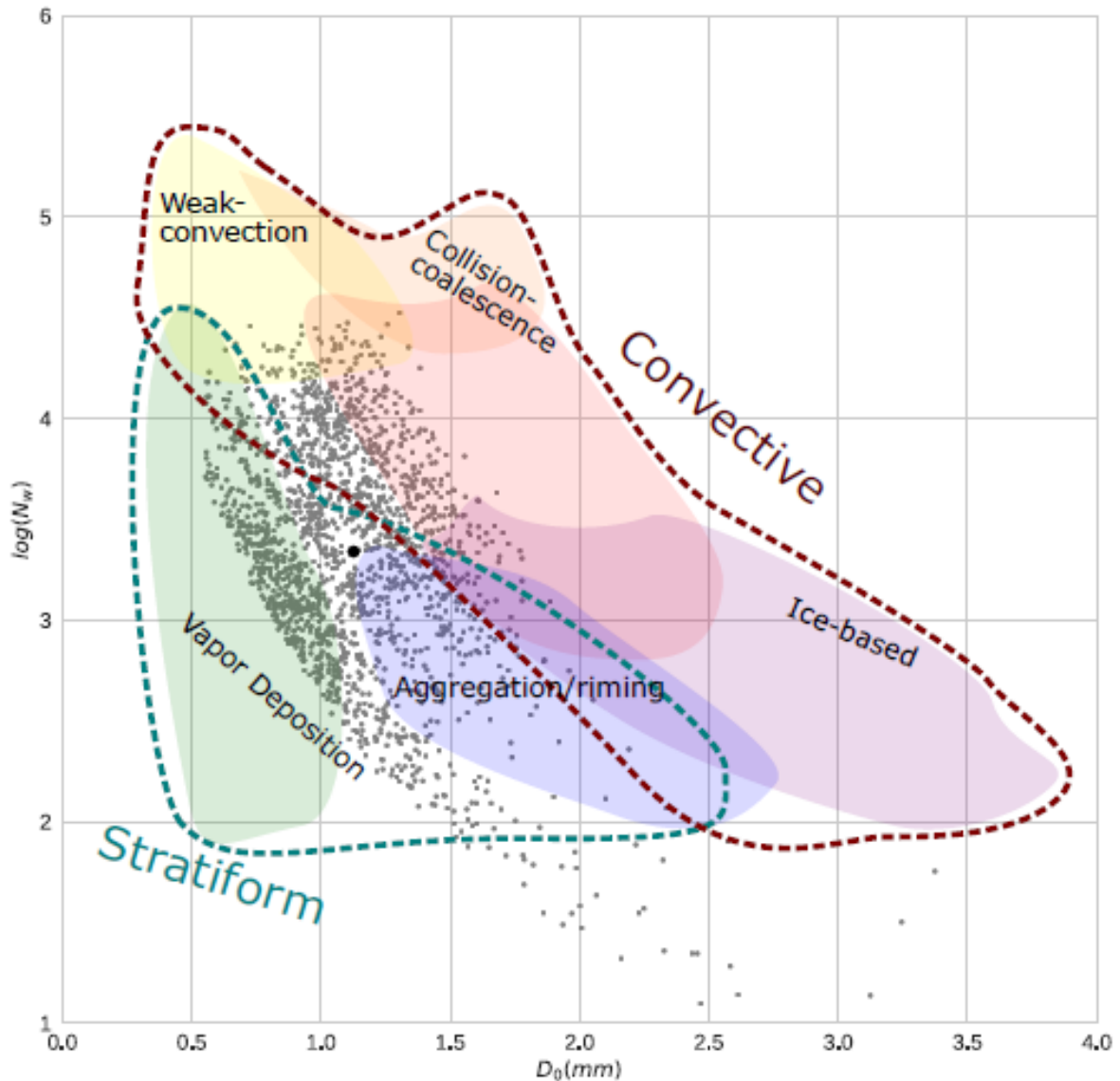


Figura II-10. Distribució de mesures durant la campanya en l'espai $D_m - \log(N_w)$ superposats al diagrama de Dolan et al. (2018) amb els processos de precipitació dominants.

4. Casos d'estudi

Del total d'episodis observats presentem 3 casos diferents que han estat seleccionats degut a la seva llarga extensió temporal, gran quantitat de precipitació i diversitat entre ells. El primer cas és un episodi de neu i pluja produït el 24-25 de març de 2017, degut al pas d'un vòrtex mediterrani, interessant degut a la seva gran diversitat d'hidrometeors i fenòmens observats gracies a la combinació d'instruments durant la campanya. En el segon cas, produït al final de la campanya el 30 d'abril de 2017, es mostra un episodi primaveral típic amb el pas d'un front fred que acaba produint precipitacions intermitents en forma líquida. Finalment, el tercer cas correspon a un episodi de nevades contínues juntament amb ones de muntanya produït entre el 15 i 16 de gener de 2017. Per aquest episodi s'ha realitzat un estudi més exhaustiu per analitzar si les estructures cinètiques produïdes per les ones de muntanya són capaces de modificar els processos de precipitació.

4.1. 24-25 de març de 2017

4.1.1. Descripció sinòptica

Aquest episodi es caracteritzà per una depressió freda profunda aïllada de la circulació general i localitzada a l'oest de la península ibèrica amb un nucli fred a $-33\text{ }^{\circ}\text{C}$ a les 12:00 UTC del 24 de març de 2017. A nivells baixos, a part de la depressió principal, l'estructura més important fou la depressió secundària i els fronts associats a la baixa que es formà a Algèria durant els dies anteriors i que el 24 de març es dirigiren cap al nord creuant la Mediterrània Occidental davant el pas del tàlveg de la depressió en alçada. A mesura que la depressió avançà cap al nord organitzà un flux càlid i humit del sud-est a nivells baixos que incidí quasi perpendicularment sobre la serralada dels Pirineus durant la nit del 24 al 25 (figura II-11). Durant la matinada del 25 de març, la depressió en alçada es dividí en dos vòrtexs en nivells alts i baixos (des de superfície fins a 300 hPa) que començaren a girar entre ells en forma de sistema *merry-go-round*. Durant el matí del 25 la depressió s'anà reorganitzant sota el vòrtex secundari fins a crear una estructura en forma de coma ben separada del vòrtex principal en alçada. El nucli de la coma del vòrtex secundari amb un front fred associat finalment creuà per sobre dels Pirineus a les 12:00 UTC. L'episodi finalitzà quan els dos centres ciclònics convergiren de nou en un de sol al nord-oest d'Espanya.

4.1.2. Estructura vertical de la troposfera baixa i mitjana

Durant aquest episodi fou llançat un únic radiosondatge el 24 de març a les 22:34 UTC, just quan el flux del sud-est es reforçava en els Pirineus i poc abans del pas del tàlveg retrògrad que dividí el vòrtex en alçada. El perfil de temperatura (figura II-12a,b) mostra un sol estrat força homogeni des de nivells baixos fins a 10 km sobre el nivell del mar (*a.s.l.*), en el que la temperatura potencial augmenta lentament en alçada. Per tant estem davant d'un perfil condicionalment inestable i força humit en general, especialment per sota dels 4000 m (5100 m *a.s.l.*). Només la capa més propera al terra, d'uns 100 m, mostra una inversió i en conseqüència estabilitat. El perfil de vent (figura II-12c,d) mostra una velocitat i direcció força homogènia, 30 m s^{-1} de l'ESE, per sobre dels 900 m (2000 m *a.s.l.*). La humitat és força alta entre els 900 i els 3900 m. En la capa de sota, la humitat decreix, el vent afluixa i gira a NE, tot i que el perfil de temperatura no mostra cap canvi en el seu gradient.

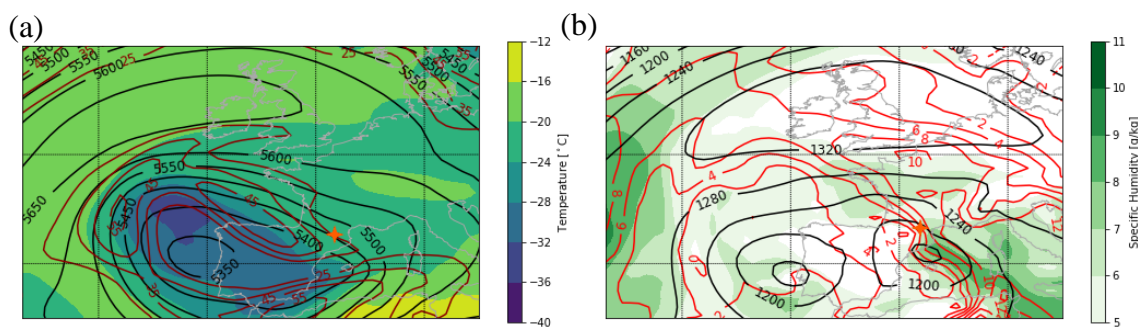


Figura II-11. Situació sinòptica el dia 25 de març de 2017 a les 00:00 UTC. (a) les línies negres corresponen a les isohipses en mgp a 500 hPa, en colors la temperatura a 500 hPa i les línies grans a la velocitat del vent en m s^{-1} a 300 hPa; (b) les línies negres corresponen a les isohipses en mgp a 850 hPa, en colors a la humitat específica a 850 hPa i les línies vermelles a la temperatura en $^{\circ}\text{C}$ a 850 hPa. L'estrella vermella indica la situació de Das.

4.1.3. Evolució a mesoescala i microfísica

La figura II-13 mostra l'evolució d'aquest episodi a la vall de la Cerdanya. Aquest episodi es caracteritza per ser molt variable en temperatura i hidrometeors. L'inici de l'episodi fins a les 16:30 UTC del 24 de març i es caracteritza per l'arribada de l'estructura nuvolosa associada al front càlid de la baixa. Aquesta arribada és observada pel ceilàmetre i el MRR com una progressiva disminució de la base dels núvols i de la precipitació que a primeres hores s'observa en forma de virga. La precipitació en superfície s'inicia a les 12:00 UTC en forma de neu i la reflectivitat s'intensifica poc

abans de les 15:00 UTC, hora a partir de la qual es comencen a observar partícules de precipitació força grans. Aquesta hora coincideix també amb una disminució de l'alçada de creixement de partícules, que se situa entre els -10 i els -20 °C, zona òptima per a la creació de dendrites, partícules que són fàcilment agregables. L'augment de la mida degut a les partícules agregades pot explicar l'augment de la reflectivitat radar. L'UHF mostra durant aquesta fase un desacoblament molt marcat entre l'atmosfera lliure molt ventosa i el fons de la vall en calma, que va disminuint gradualment des dels voltants dels 2500 m d'alçada fins als 1400 m. El radiòmetre observa un augment progressiu de la temperatura per sobre dels 1000 m associat al front càlid. És destacable, en canvi, el descens de la temperatura que es dona a nivells baixos durant el pas del front. Hipotetitzem que aquest refredament a nivells baixos durant el pas del front càlid es deu a l'absorció de calor latent per a la sublimació de la precipitació sòlida. En la secció II-4.1.3 analitzem aquest efecte amb més detall.

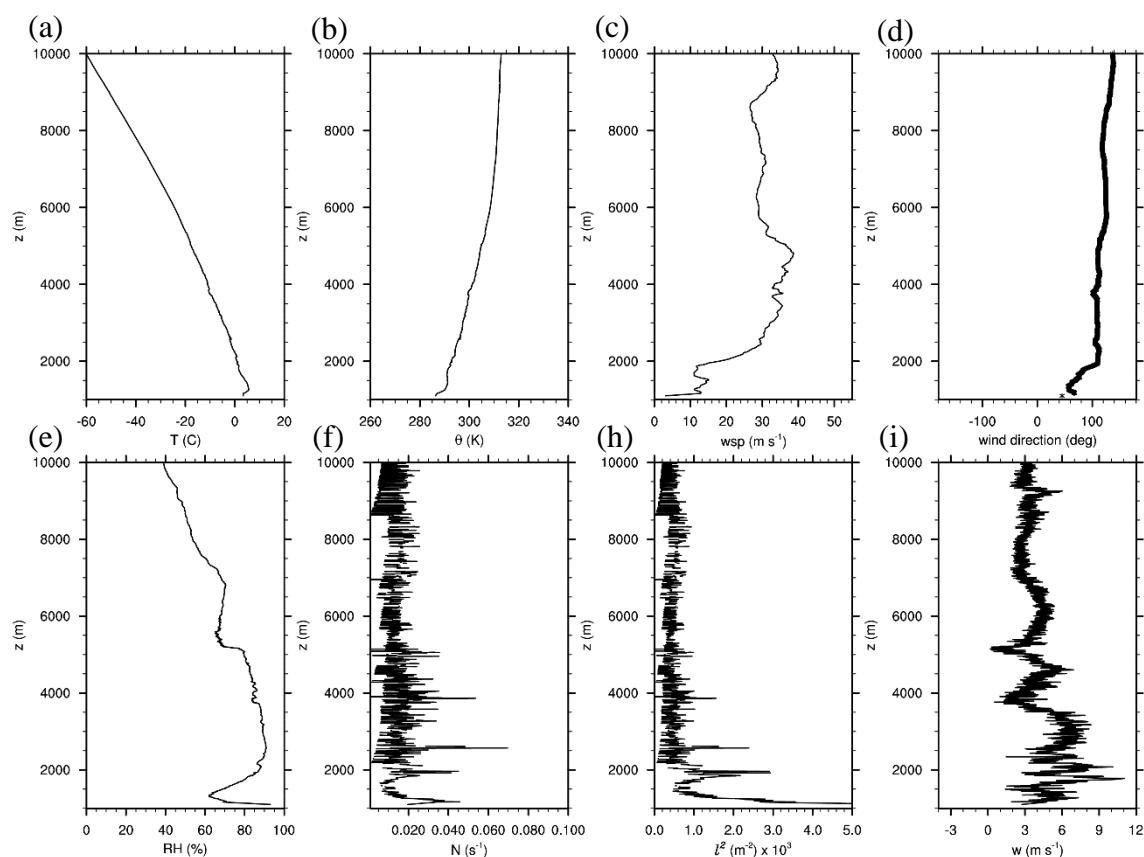


Figura II-12. Radiosondatge de Das llançat el dia 24 de març de 2017 a les 22:34 UTC. El paràmetres representats són (a) Temperatura en °C, (b) temperatura potencial en K, (c) velocitat del vent en m s⁻¹, (d) direcció del vent en graus, (e) humitat relativa en (%), (f) freqüència de Brunt-Väisälä en s⁻¹, (h) paràmetre d'Scorer en m⁻² i (i) velocitat

d'ascens de la sonda en $m s^{-1}$. L'alçada es mostra en m. L'alçada de Das són 1100 m sobre el nivell del mar.

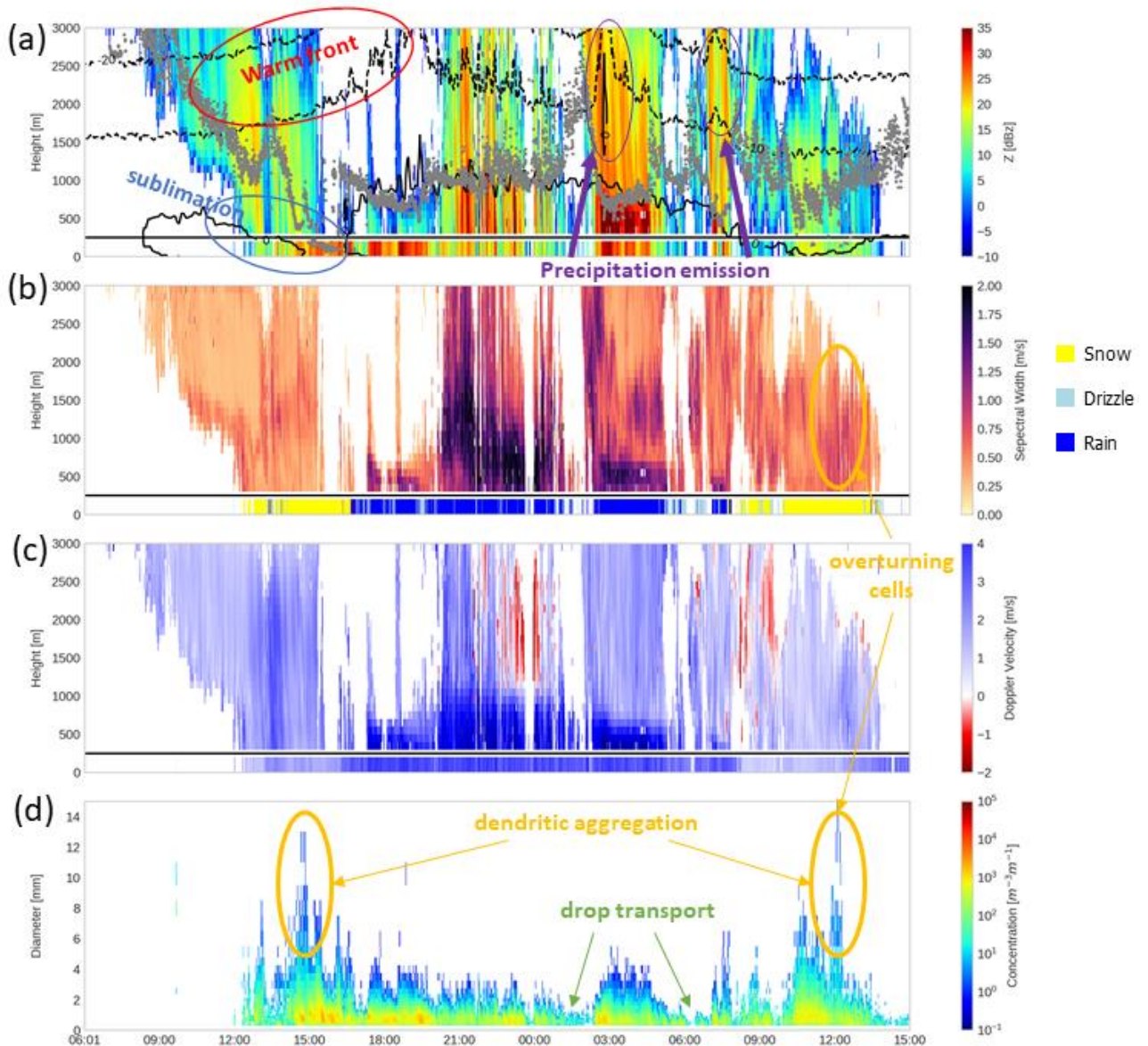


Figura II-13. Evolució de l'episodi del 24-25 de març de 2017 observat pel MRR i el Parsivel. (a) Reflectivitat MRR (sobre la línia negra contínua horitzontal) i Parsivel (sota la línia negra) en dBZ, temperatura observada pel radiòmetre (línies negres) en $^{\circ}C$ i alçada de la base dels núvols observada pel ceilòmetre; (b) amplada espectral del MRR (sobre la línia negra) i tipus d'hidrometeor (sota la línia negra); (c) velocitat Doppler del MRR (sobre la línia negra) i velocitat mesurada pel Parsivel (sota la línia negra) en $m s^{-1}$; (d) concentració de partícules en funció del diàmetre del Parsivel en $m^{-3} mm^{-1}$. S'anoten diversos processos observats durant l'episodi. Les altures representades en (a), (b) i (c) són sobre el nivell de terra.

La fase de l'episodi que va des de les 16:30 UTC del dia 24 fins a les 8:00 UTC del 25 es caracteritza per la naturalesa líquida dels hidrometeors en superfície. Aquesta fase s'inicia amb un ascens de temperatura molt sobtat que produeix que la fase dels hidrometeors canviï de sòlid a líquid i que coincideix amb la finalització de les calmes al fons de la vall i amb una entrada de vent del nord-est. En gran part d'aquesta fase la base del núvol es situa pròxim a la isoterma 0. S'observa en els perfils de velocitat Doppler com sota la isoterma 0 tendeix a créixer la velocitat de les gotes de pluja a mesura que cauen i es desfan en la zona de desgel. A partir de les 20:00 UTC cal destacar també un augment de la turbulència a diferents alçades i que durà fins a les 06:00 UTC. En aquest període, les partícules que arriben a terra són en general petites i no superen els 4 cm; disminueixen en mida en els períodes en que la precipitació s'interromp ja que segurament arriben només partícules petites transportades pel vent des de núvols propers. Durant la fase líquida s'observa també una signatura característica del MWR: la presència d'un bias càlid de temperatura en els moments de pluja més intensa; aquest bias és un artefacte del radiòmetre degut a l'emissió de l'aigua líquida en freqüències similars a les usades pel MWR (Knupp et al. 2009).

Finalment, a partir de les 8:00 del dia 25 torna de nou a nevar sobre Das. Ja des de força abans, concretament des de les 2:00 UTC, es comença a notar la entrada gradual del front fred, ja que la temperatura en tot l'estrat comença a disminuir. A diferència del front càlid, aquest cop la temperatura a nivells baixos es comporta de forma similar a nivells alts i cap a les 7:00 UTC es dona un canvi sobtat de vent que passa a bufar del WSW. Com hem comentat, cap a les 8:00 UTC la cota de neu es desploma a nivell de terra i en el Parsivel es tornen a observar partícules grans corresponents a flocs de neu agregats. La precipitació en aquesta fase sembla que es forma entre els -10 i els -20 °C, zona òptima per a la creació de dendrites, que és consistent amb la creació d'agregats. La turbulència disminueix de nou durant aquesta fase. Tot i així a vegades es donen petites zones de turbulència més elevada que es relacionen amb una velocitat de caiguda major i un creixement de la mida de les partícules, segurament degut a l'agregació mecànica de les dendrites.

4.1.4. Efecte de la sublimació en el pas del front càlid

En l'anterior secció hem observat que al pas del front càlid inicial, la temperatura a nivells baixos en comptes de pujar presentava un refredament força acusat. Aquest refredament és observat també a nivell de terra. Així, mentre que l'estació de Das marcava

a les 11:30 UTC del dia 24, 5.3 °C de temperatura, un 36% d'humitat i una pressió de 890 hPa, cinc hores més tard, a les 16:30 UTC s'observà una temperatura de -0.2 °C, una humitat del 99% i una pressió de 898 hPa. Per tant es dona un refredament total de 5.5 °C en el transcurs de cinc hores. Degut a la paradoxa d'observar un refredament al pas d'un front càlid, hem formulat la hipòtesi de que aquest refredament és degut a la sublimació dels flocs de neu caient. Aquest fet seria compatible amb l'augment d'humitat relativa observada en superfície i a la disminució de l'alçada del núvol a mesura que la baixa troposfera en la vall s'humidifica. Per comprovar la hipòtesi farem una estimació del canvi de temperatura que suposaria sublimar la humitat guanyada en superfície en el transcurs d'aquestes cinc hores. Per a fer-ho considerarem que l'aire en superfície està estancat i que tota l'energia absorbida per sublimar els flocs de neu és obtingut de l'aire circumdant homogèniament en tota la vall. Aquestes suposicions són raonables ja que el vent en superfície es mantingué quasi en calma durant tota la fase de refredament, essent la velocitat mitjana a 10 m d'alçada durant aquest període de 1.7 ms⁻¹.

Estimem en primer lloc la quantitat de humitat guanyada en superfície entre les 11:30 UTC i les 16:30 UTC. Per a això podem utilitzar l'equació de August-Roche-Magnus per calcular la pressió de vapor de saturació per a l'inici i al final del refredament:

$$e_s(T) = 6.1094 \exp\left(\frac{17.625T}{T + 243.04}\right), \quad (\text{II. 27})$$

on $e_s(T)$ és la pressió de vapor de saturació i T és la temperatura en °C. Si multipliquem el resultat per la humitat relativa dividit per 100 obtindrem la pressió de vapor de l'aire $e(T, RH)$ a cada moment. A partir d'aquest valor podem calcular la humitat específica d'ambdós instants fent:

$$q = 622 \frac{e(T, RH)}{p}, \quad (\text{II. 28})$$

on q és la humitat específica en g kg_{aire}⁻¹ i p és la pressió de l'aire. Substituint a les expressions per els valors observats obtenim que a les 11:30 UTC hi ha 2.2 g kg_{aire}⁻¹ mentre que a les 16:30 UTC hi ha 4.2 g kg_{aire}⁻¹. És a dir, l'aire ha guanyat en el transcurs de 5 hores 2.0 g d'H₂O per cada kg d'aire. Si suposem que tota aquesta humitat és obtinguda de sublimar els flocs de neu caient, veiem que l'energia necessària per a sublimar aquesta quantitat d'aigua és:

$$\begin{aligned}\Delta Q &= m_{H_2O} L_{sub} = 2 \text{ g}_{H_2O} \text{ kg}_{aire}^{-1} \frac{1 \text{ mol } H_2O}{18 \text{ g } H_2O} 51.1 \text{ kJ mol}^{-1} \\ &= 5.7 \text{ kJ kg}_{aire}^{-1}.\end{aligned}\tag{II. 29}$$

Suposant ara que tota aquesta calor és extreta de l'aire de forma que es refreda a pressió constant obtenim:

$$\Delta T = \frac{\Delta Q}{c_p} = \frac{5.7 \text{ kJ kg}_{aire}^{-1}}{1.012 \text{ kJ K kg}_{aire}^{-1}} = 5.6 \text{ }^\circ\text{C}.\tag{II. 30}$$

Tot i ser una estimació, aquest valor s'ajusta molt bé a les observacions (un canvi de la temperatura de 5.5 °C) i per tant amb la hipòtesi efectuada de que el refredament al fons de la vall és produït per la sublimació de la neu. A vista dels resultats es pot dir, fins i tot, que altres efectes com l'escalfament diabàtic o l'advecció serien en aquest cas negligibles respecte a aquest efecte.

4.2. 30 de abril de 2017

4.2.1. Descripció sinòptica

La situació sinòptica durant aquest episodi es caracteritzà per un tàlveg que es mogué ràpidament d'oest a est sobre l'oceà nord-Atlàntic, produint un flux del sud-oest i divergència a nivells alts sobre els Pirineus (figura II-14). Vinculat al tàlveg, una baixa profunda es formà al sud-oest de les illes Britàniques. El front fred associat a la baixa creuà la península Ibèrica de oest a est fins arribar als pirineus orientals, captant el instrumental de la campanya el pas d'aquest front.

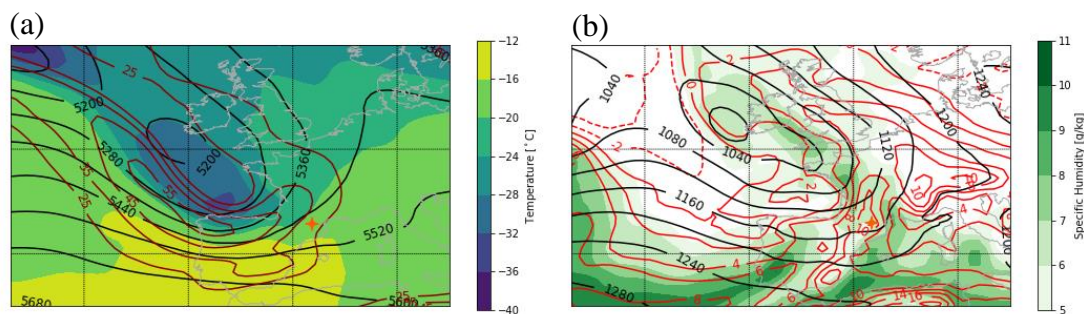


Figura II-14. Com la figura II-11 però el dia 30 d'abril de 2017 a les 12:00 UTC.

4.2.2. Estructura vertical de l'atmosfera

Durant aquest episodi es varen llançar dos radiosondatges, el primer a les 12:05 UTC abans del pas del front i el segon a les 18:09 UTC just quan el front estava passant. Les condicions termodinàmiques prèvies al front (no es mostra) indiquen la presència

d'una capa profunda fins a uns 3000 m sobre el nivell de terra (*a.g.l.*) ben mesclada i força humida per sota d'una capa molt seca i també amb un gradient força adiabàtic. Entre les dues capes es dona una forta inversió que les separa (al voltant dels 3000 m *a.g.l.*). Les imatges de satèl·lit mostren el desenvolupament d'ones atrapades i ones de propagació vertical que probablement es donaren a conseqüència d'aquesta inversió. Al pas del front, aquesta divisió queda diluïda (figura II-15). El front, que es veu modificat per les muntanyes, refreda i humidifica sobtadament la zona de la inversió mentre que modifica lleugerament la capa inferior augmentant la seva estratificació (augmenta el nombre de Brunt-Väisälä). Com en el cas anterior l'estratificació que genera es condicionalment inestable. El vent, que es de l'WSW, presenta poca cisalla a nivells baixos, però s'incrementa a nivells mitjans.

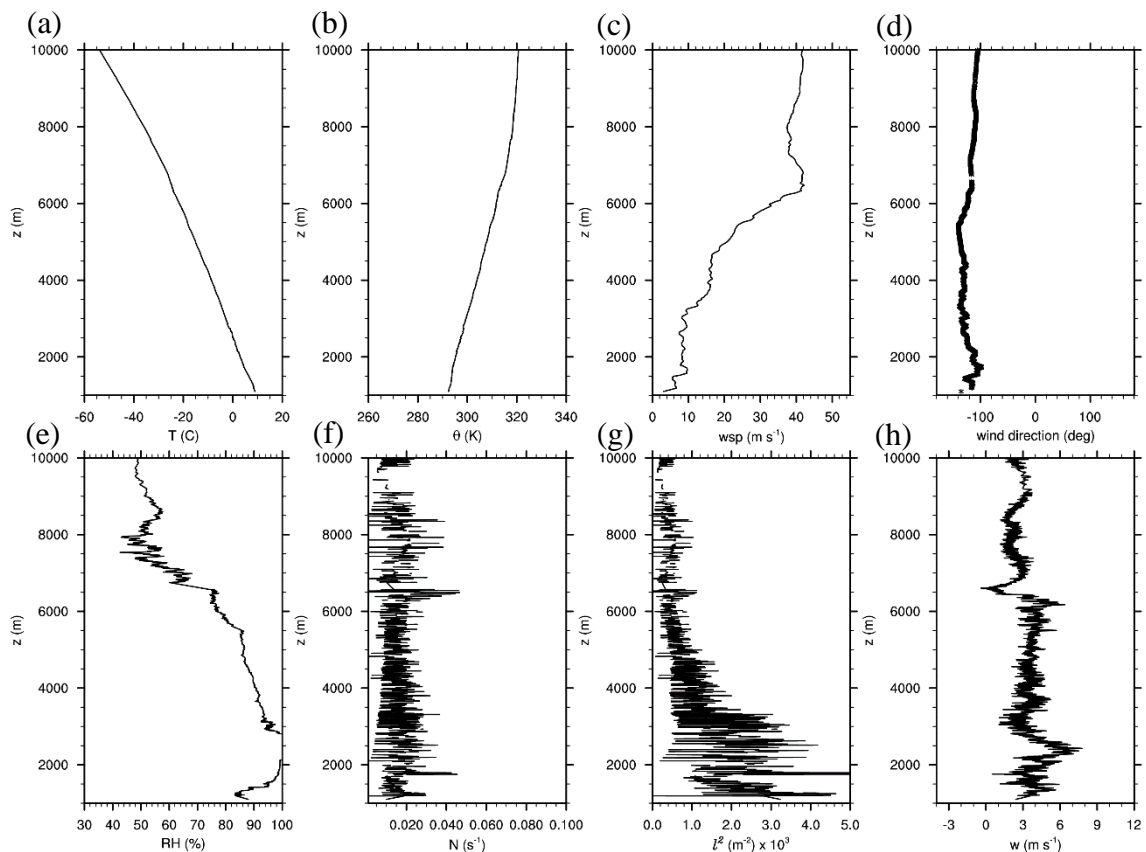


Figura II-15. Com la figura II-12 però el dia 30 d'abril de 2017 a les 18:09 UTC.

4.2.3. Evolució a mesoescala i microfísica

El pas del front va ser observat per l'instrumental instal·lat a Das. Hem representat aquest episodi, que va durar menys de 12 hores, a la figura II-16. La estació meteorològica

de Das, mostra una disminució gradual de la temperatura al pas del front que cau 9 °C en 12 hores. A nivells alts aquesta baixada és menys acusada i comença més tard, el que ens indica que sinòpticament podem classificar l'estructura de anafront. La precipitació que es dona durant el pas frontal no es contínua sinó que en les primeres fases de l'episodi és força intermitent. Comença amb precipitacions intermitents força dèbils, amb poca concentració de gotes molt petites (< de 2 mm) i a mesura que s'acosta més el front la reflectivitat va incrementant així com la quantitat i mida de les gotes que s'observen en superfície. Durant aquestes pluges intermitents s'observa molt bé la zona de desgel que ve delimitada per un augment sobtat d'amplada espectral i de velocitat Doppler de caiguda i que es situa entre els 1000 i els 1500 m durant la primera meitat de l'episodi.

El moment de més intensitat del front es dona de 18:00 a 19:00 UTC, quan la reflectivitat en tota la columna augmenta, en especial per sota la zona de desgel on supera els 35 dBZ. Durant aquesta hora la concentració de gotes augmenta molt, i les partícules gotes de pluja arriben fins als 4 cm. Cal destacar el fort augment de la temperatura a nivells alts del MWR, que augmenta de cop 10 °C (de -10 a 0 °C a 2500 m *a.g.l.*) per tornar als valors inicials al baixar la precipitació. Augments sobtats similars, d'igual o menor magnitud ocorren també durant les precipitacions intermitents prèvies i posteriors, així com en l'episodi del 24-25 de març de 2017 (secció II-4.1.3) i són deguts a l'emissió de les gotes d'aigua en les bandes de recepció del radiòmetre.

Després de les 19 UTC la precipitació disminueix i esdevé de nou intermitent. La concentració i la mida dels hidrometeors torna a disminuir fins a un màxim de 2 mm i la alçada de desgel disminueix fins a situar-se entre 500 i 1000 m *a.g.l.* La part final continua així fins a les 22:00 UTC quan s'observa la última partícula sobre terra. Més tard encara s'observa virga gracies al MRR que ens permet mesurar en alçada.

Finalment, per acabar d'analitzar aquest pas de front, hem representat en la figura II-17 la distribució de mesures obtingudes pel Parsivel en l'espai D_0 - $\log(N_w)$ durant aquest episodi. Destaca la varietat de processos que s'hi donen, tant convectius com estratiformes, que són representatius de tots els descrits durant la campanya en la secció 3.3 d'aquest capítol. Cal destacar que la major part de punts classificats com a convectius es donen entre les 18:00 i les 19:00 UTC durant la part més intensa de l'episodi, mentre que la resta de l'episodi destaca per una menor concentració de gotes.

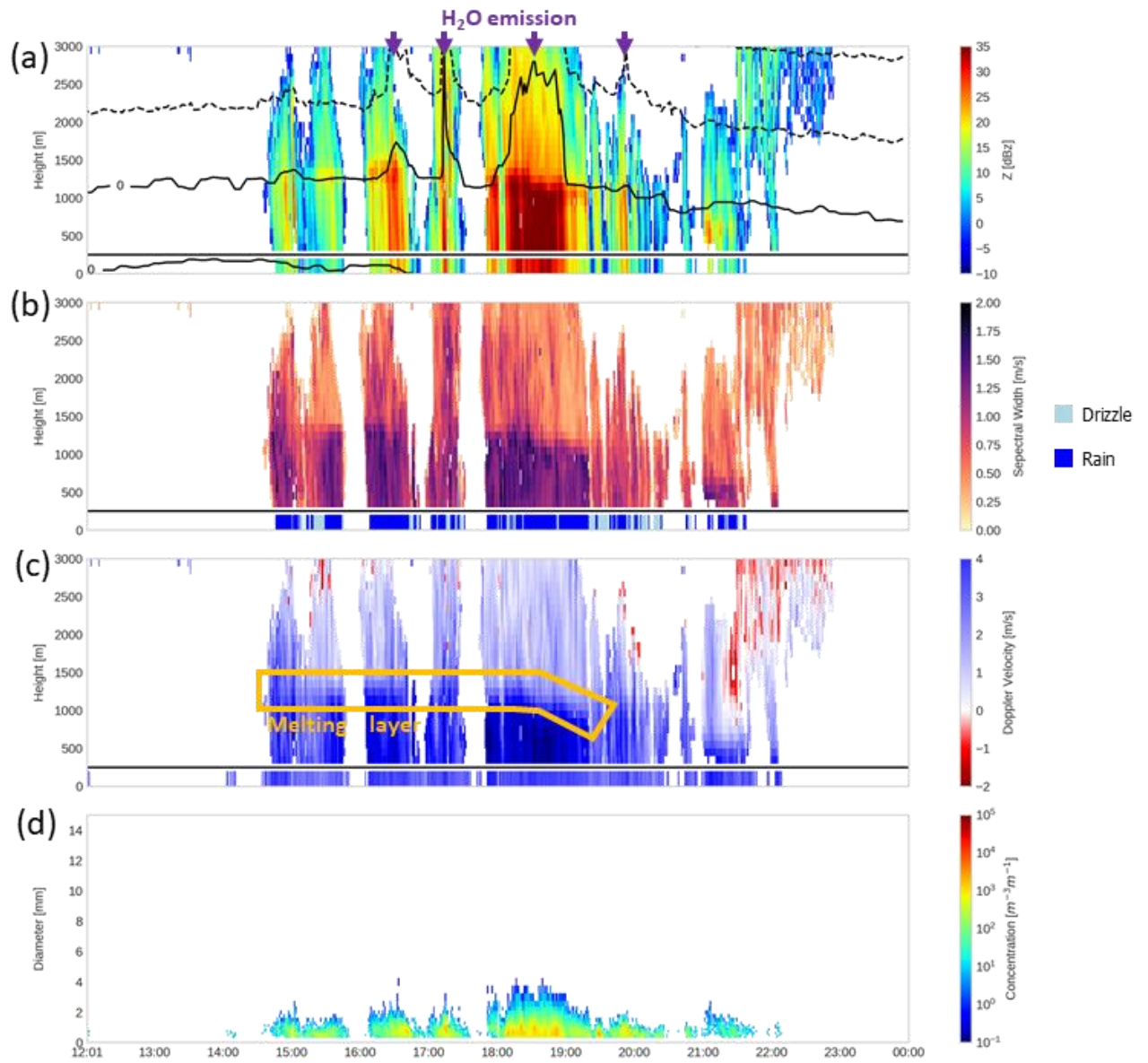


Figura II-16. Com la figura II-13 però el dia 30 d'abril de 2017.

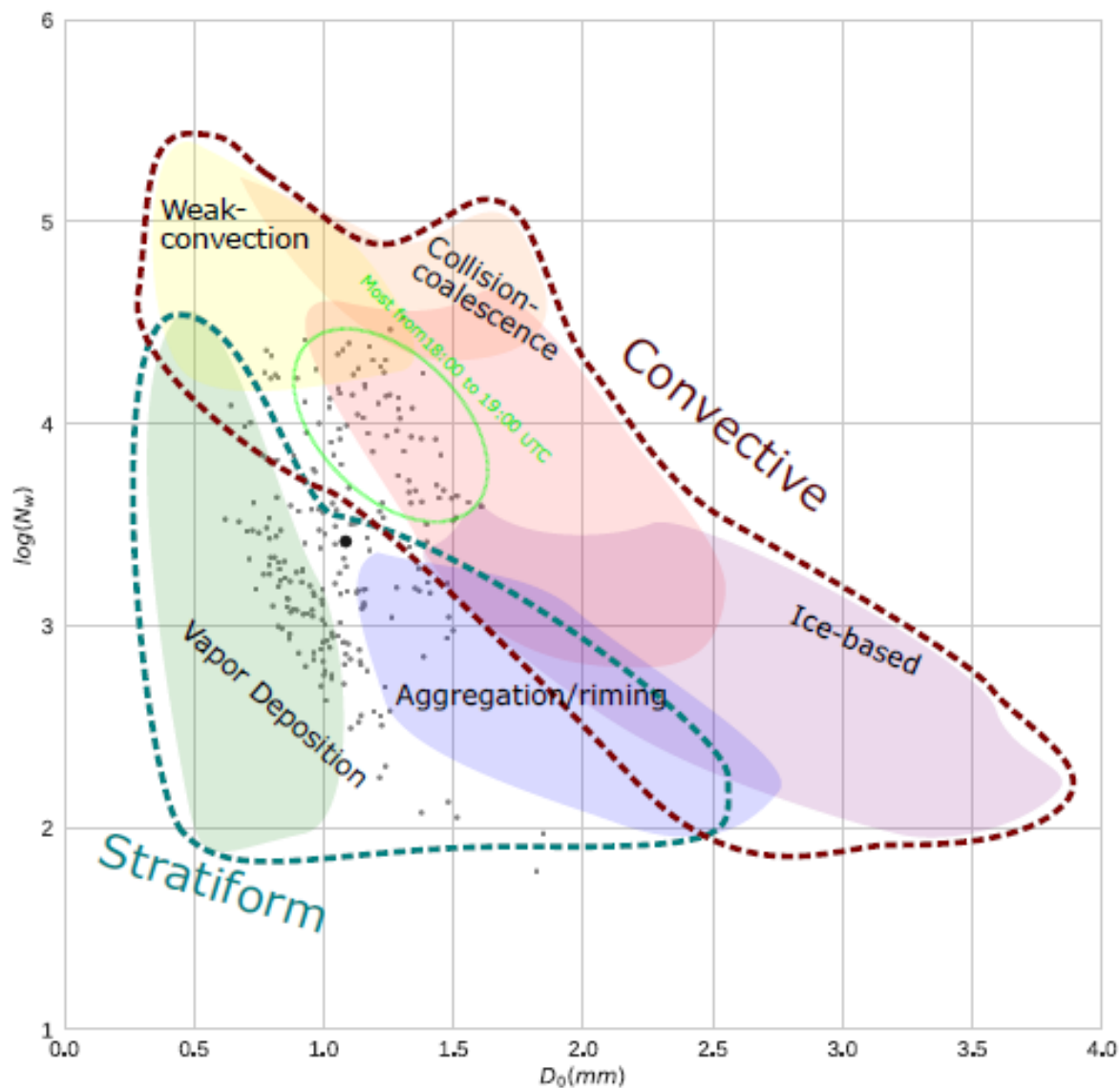


Figura II-17. Com la figura II-10 però el dia 30 d'abril de 2017.

4.3. 15-16 de gener de 2017

Entre els dies 15 i 16 de gener, un gran episodi de nevades i torb ocorregué en els Pirineus produint temperatures extremadament baixes, grans nevades i vents molt intensos que generaren varies incidències com cotxes atrapats, carreteres tallades i accidents menors.

4.3.1. Descripció sinòptica

La situació sinòptica es caracteritzà per una ampla dorsal situada sobre l'oceà nord-Atlàntic i un igualment ampli tàlveg situat sobre el continent Europeu (figura II-18). Com a resultat, entre les dues estructures s'establí un fort flux de nord que bufà tots els

nivells troposfèrics que afectà a la península Ibèrica. A nivells alts destacà una branca meridional del jet polar amb velocitats de 40 m s^{-1} a 300 hPa que fluí directament des del nord d'Europa fins a la Península. Entre la dorsal i el tàlveg es formà una frontera baroclínica estacionaria associada a un fort gradient horitzontal de temperatura equivalent i, consegüentment de inestabilitat simètrica (Kurz 1998; Markowski and Richardson 2010), que produí una estructura nuvolosa a nivells baixos sobre les illes Britàniques i França que impactà perpendicularment en els Pirineus amb el flux incident de nord. Aquesta estructura llarga i prima originada a latituds subtropicals està també associada a grans quantitats de humitat específica a 700 hPa i indica la presència d'un riu atmosfèric. El riu atmosfèric es mantingué quasi-estacionari entre el 15 i el 16 de gener, període durant el qual la branca descendent de la dorsal advectà gradualment aire càlid i humit cap al sud, i la imatge de satèl·lit (no es mostra) suggereix la formació d'ones de muntanya durant el dia 15. L'episodi finalitzà quan el jet es desplaçà cap a l'est i la massa d'aire oceànica a nivells baixos, relativament càlida i humida, fou desplaçada per una massa d'aire continental freda i seca durant la tarda del 16 de gener. Aquest fet es produí a conseqüència de l'extensió de l'anticicló atlàntic en forma de falca que alterà el flux del nord girant-lo a nord-est i permeté l'entrada d'aire provinent de l'Europa Central.

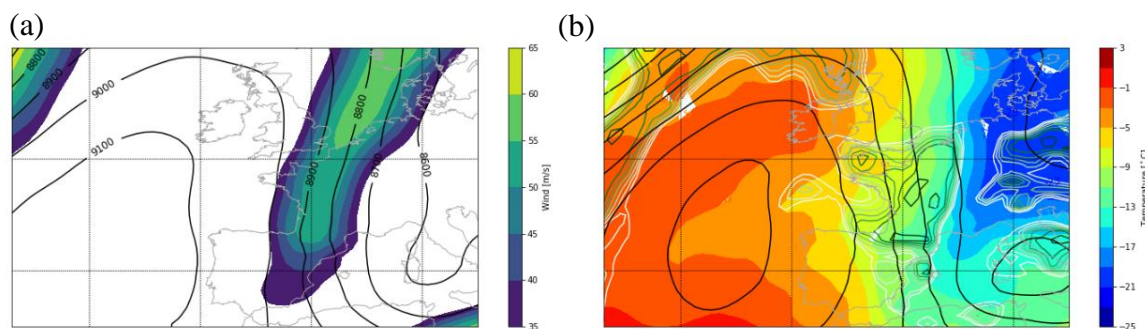


Figura II-18. Com la figura II-11 però el dia 15 de gener de 2017 a les 18:00 UTC.

4.3.2. Estructura vertical de l'atmosfera

La figura II-19 mostra els perfils verticals de la temperatura, temperatura potencial i velocitat i direcció del vent obtinguts per el radiosondatge llençat des de l'aeròdrom de Das el 15 de gener a les 12:37 UTC. Els perfils de temperatura (figura II-18a,b) mostren un estrat adiabàtic dins de la vall associat relacionat amb una capa límit molt ben mesclada que queda tapada per una inversió de temperatura a $\sim 2400 \text{ m a.g.l.}$ per sobre de la qual

l'aire perd humitat. En aquesta capa s'observa una gran cisalla del vent horitzontal, especialment en els nivells més baixos; per sobre de la inversió la velocitat i direcció del vent es mantenen quasi constats en alçada (figura II-19c,d). El vent del nord domina en tota la vertical excepte en els nivells més baixos on gira provenint de l'est (figura II-19d).

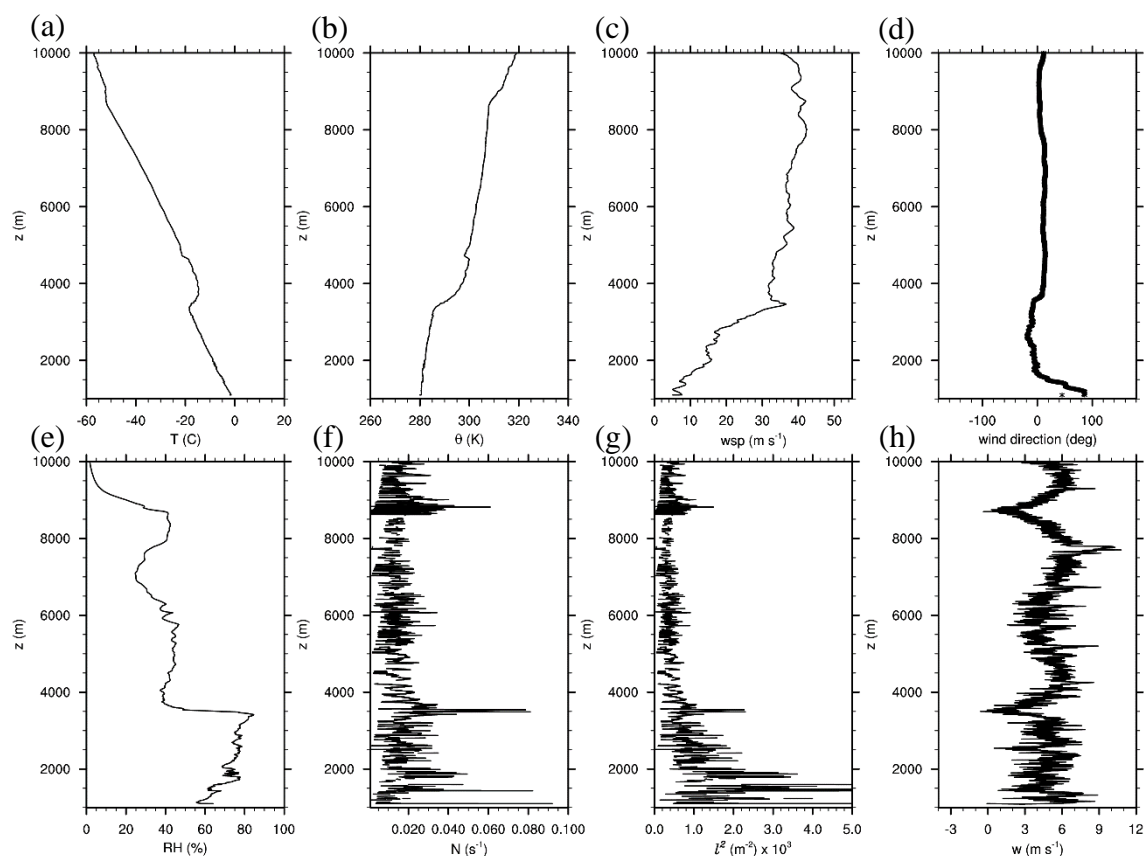


Figura II-19. Com la figura II-12 però el dia 15 de gener de 2017 a les 12:37 UTC

La freqüència de Brunt-Väisälä (N) i el paràmetre de Scorer (l^2) (figura II-19f,g), augmenten de sobte en el nivell d'inversió revelant una zona d'estabilitat en aquest estrat. La termodinàmica de la atmosfera mostra que les condicions són favorables a la creació de ones de vent atrapades des de la cresta de la muntanya a 1700 m *a.g.l.* (~2800 m *a.s.l.*) fins a uns 2400 m *a.g.l.* (3500 m *a.s.l.*), ja que el vent horitzontal creix amb l'alçada i la estabilitat es manté quasi constant, i per tant l^2 disminueix amb l'alçada (Scorer 1949). Tot i així, la capa límit ben mesclada pot ser capaç d'absorbir les ones reflexades cap a baix (Smith et al. 2002). En canvi, per sobre dels 2400 m *a.g.l.* les condicions són favorables al desenvolupament de ones de muntanya de propagació vertical, al ser el vent

horitzontal constant amb l'alçada i al créixer la estabilitat amb l'alçada en un estrat d'uns centenars de metres. Aquesta ona de muntanya fou confirmada per la imatge WV de satèl·lit, que evidencia que les ones arribaren a la troposfera mitjana-alta. Cal destacar que el radiosondatge fou llançat aigües a baix de la serralada i per tant les mesures poden estar distorsionades per l'activitat de la ona. Tot i així, podem assumir que les mesures per sobre de la línia de crestes de les muntanyes, serien molt similars de les que tindriem aigües amunt de la serralada (Strauss et al. 2016).

4.3.3. Evolució a mesoescala

La figura II-20 mostra l'evolució de l'episodi sobre Das observat per diferents mesures derivades del MRR i del disdrometer Parsivel. Hem dividit l'episodi en tres fases segons la senyal de reflectivitat mesurada per el MRR i la PSD obtinguda pel Parsivel:

- (a) *Fase 1*: La primera fase va de les 5:00 a les 8:00 UTC del 15 de desembre. El MRR observa durant aquesta fase xàfec de neu amb paquets de reflectivitat augmentada. En consonància, el Parsivel mesura una considerable quantitat de partícules molt grans, tal i com es d'esperar de l'agregació dins dels paquets.
- (b) *Fase 2*: Es dona des de les 8:00 UTC a 23:00 UTC, quan tant la reflectivitat derivada del MRR com la del Parsivel disminueix de cop. En aquesta fase la precipitació sembla ser més constant i menys intensa. Les partícules que arriben al terra són la majoria molt petites ($WHD < 3$ mm).
- (c) *Fase 3*: Ocorre des de les 23:00 del 15 fins a les 13:00 del 16 de desembre, quan la reflectivitat creix de nou, i augmenta la variabilitat temporal degut a nous xàfecs de neu. En aquesta fase s'observaren les partícules més grans i la major quantitat de partícules per a qualsevol mida de tot l'episodi (figura II-20).

Els hidrometeors lleugers com flocs de neu tenen la capacitat de traçar els moviments i la turbulència de l'aire (Toloui et al. 2014). Per tant, el MRR ens permet inferir les estructures cinemàtiques de escala local produïdes per la muntanya. En concret, podem utilitzar els perfils la velocitat Doppler i l'amplada espectral mesurada pel MRR, com a *proxy* dels moviments verticals i la turbulència sobre Das, respectivament. A continuació descrivim ambdós paràmetres per separat.

- (a) *Velocitat Doppler*: Durant tota la primera fase i fins a les 15:00 del dia 15 dominen les corrents ascendents per sobre dels 1500 m *a.g.l.*. A partir d'aquesta hora les corrents ascendents comencen a reduir-se paulatinament i les velocitats de caiguda comencen a dominar. La caiguda de les partícules en els nivells alts del MRR dominen fins aproximadament a les 5:00 UTC del 16

de desembre, quan de cop i volta apareixen noves corrents ascendents que s'estenen fins als nivells més baixos en les cèl·lules més intenses.

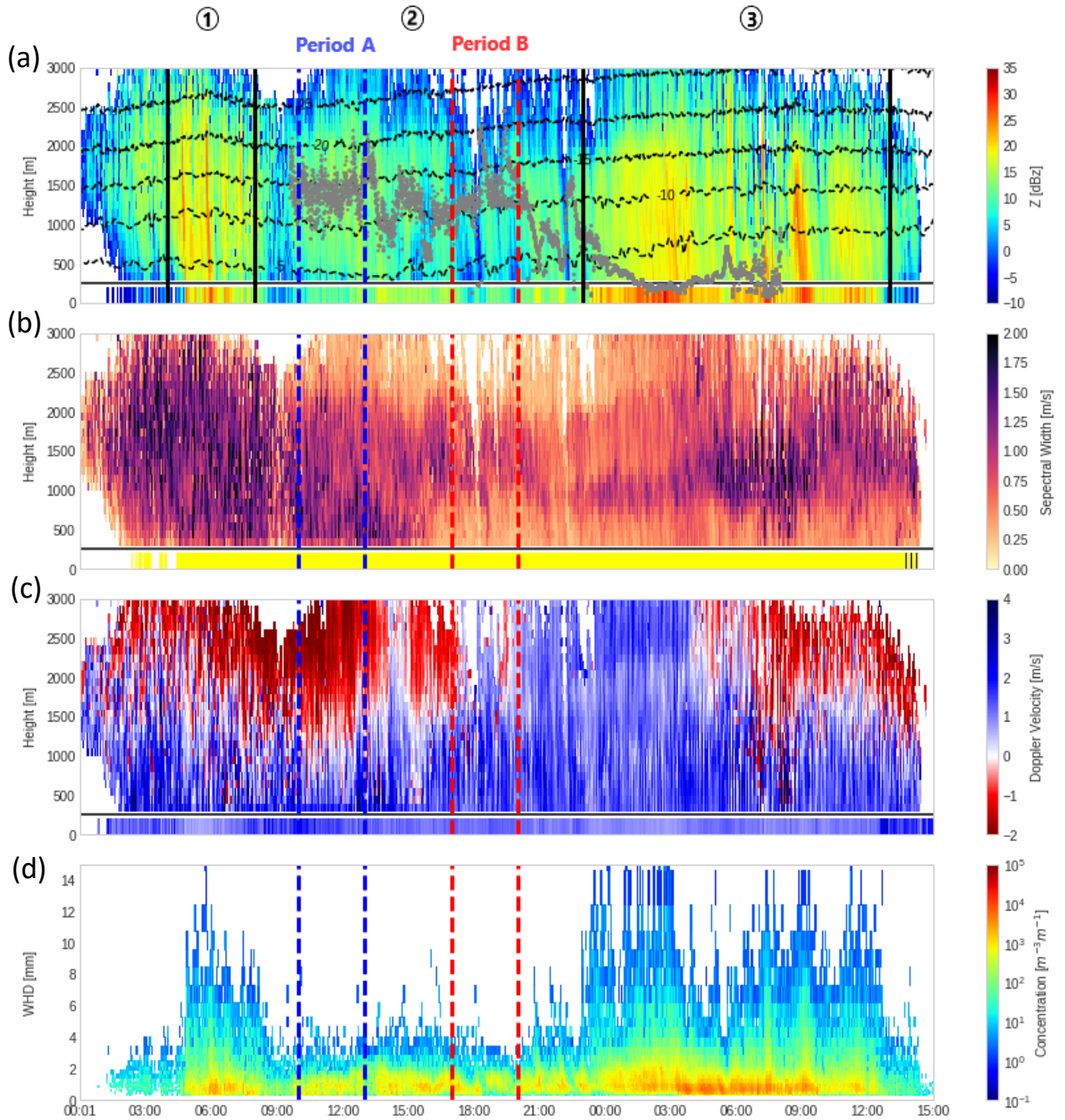


Figura II-20. Com la figura II-13 però l'episodi del 15-16 de gener de 2017.

(b) *Amplada espectral*: Durant la primera fase de precipitació els valors d'amplada espectral dominen a tots els nivells d'alçada. Quan les torres de reflectivitat s'acaben, la turbulència per sobre dels 2000 m *a.g.l.* disminueix de cop, tot i que els valors alts d'amplada espectral es mantenen en nivells baixos. A les 16:00 UTC, coincidint amb una forta disminució de la temperatura i amb un canvi del vent, la turbulència minva a nivells baixos. A

partir d'aquest moment i fins a les 4:00 UTC, s'observen tres capes desacobrades entre elles, que es mantenen fins i tot quan les torres de reflectivitat s'inicien de nou. Després de les 4:00 UTC la turbulència torna a augmentar en nivells mitjans i alts però la capa baixa es manté de desacobrada.

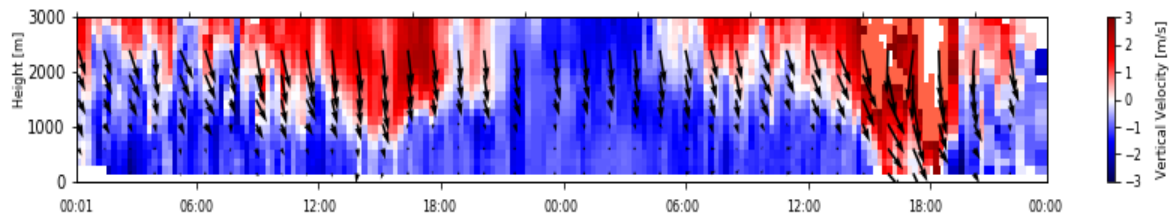


Figura II-21. Evolució del episodi del 15-16 de gener de 2017 observat pel UHF. Els vectors representen el vent horitzontal, la velocitat vertical s'indica en colors.

Per investigar més a fons com es modifiquen les circulacions locals sobre la muntanya en el dia 15 de desembre hem analitzat les dades del perfilador de vent UHF, situat al peu de la muntanya a uns 2.4 km al NW del MRR. Les dades del UHF mostren un fort vent horitzontal provinent del NNW que domina en nivells alts durant tot el dia (Figura II-21) que és consistent amb la situació descrita a la secció 4.1.1 d'aquest capítol. Per sota, entre 800 i 2000 m *a.g.l.* s'observa una forta cisalla del vent horitzontal on el vent augmenta amb l'altura. Hem dividit la situació observada amb el UHF durant el dia 15 en 3 fases:

- (a) La primera fase des de les 00:00 fins a les 9:00 UTC, forts vents del nord 20 m s^{-1} predominen sobre les crestes de les muntanyes ($\sim 1700 \text{ m a.g.l.}$) augmentant en alçada fins a superar els 30 m s^{-1} a 3000 m a.g.l. . En canvi, al fons de la vall, el vent horitzontal és dèbil i variable, amb menys de 2 m s^{-1} . Durant aquesta fase les descendències dominen el flux per sota de les crestes de la muntanya, mentre que s'observen de tant en tant corrents ascendents a nivells alts.
- (b) La segona fase que va des de les 9:00 UTC fins a les 16:00 UTC hi ha un augment del vent, augmentant fins a 30 m s^{-1} als cims de les muntanyes i fins a 40 m s^{-1} a 3000 m a.g.l. . El vent també augmenta a prop de la vall, especialment sobre les 9:30 UTC i sobre les 14:00 UTC, amb una velocitat moderada de més de 8 m s^{-1} . Pel que fa a la velocitat vertical, es genera un corrent ascendent sobre de les crestes que es reforça durant la tarda, *i.e.* 1.8 m s^{-1} 2400 m a.g.l. sobre les 14:00 UTC.
- (c) La tercera fase comença a les 16:00 UTC i acaba a les 21:00 UTC. El vent horitzontal disminueix de sobte a valors similars als de la primera fase, amb vents molt fluïxos entre la superfície fins a 1200 m a.g.l. . Mirant en detall, s'observa una component de sud que apareix durant unes dues hores de 17:00 fins a les 19:00 UTC indicant una inversió del vent entre 150 m i 850 m a.g.l. ,

oposat al vent en alçada i suggerint la formació d'un rotor sota la ona de muntanya (no es mostra). Les màximes ascendències s'observen durant aquest període amb un màxim de 2.57 m s^{-1} a les 17:10 UTC a 2250 m *a.g.l.*, dins d'una columna molt profunda d'ascendències entre 1200 i 4000 m *a.g.l.* que podria indicar que el UHF està capturant la zona de retorn del rotor.

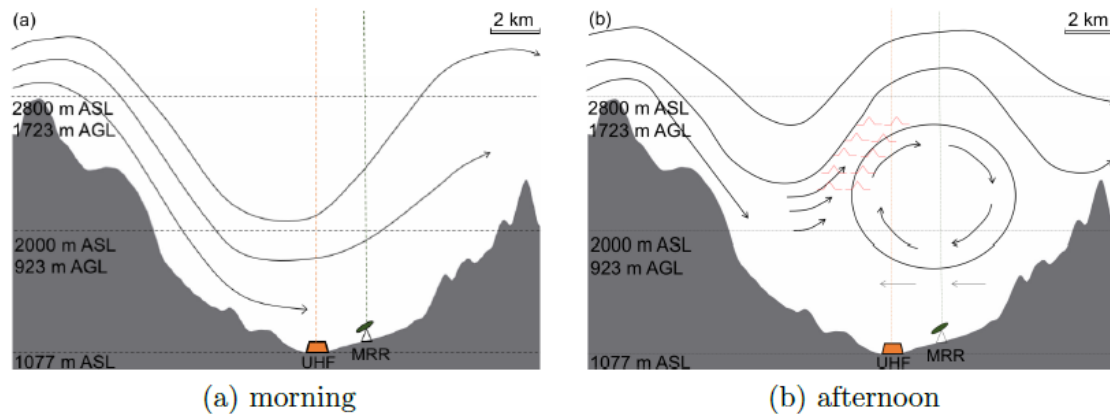


Figura II-22. Representació esquemàtica de (a) la ona de muntanya durant el matí i (b) la ona de muntanya i el rotor sobre la vall per la tarda. Els símbols vermells indiquen la presència de turbulència moderada.

La comparació de la velocitat vertical del MRR i del UHF mostra petites diferències que ens permet analitzar l'estructura de la ona de muntanya. Les fortes velocitats verticals que es donen al matí en el MRR per sobre de les crestes de la muntanya corresponen al límit ascendent de l'ona de muntanya. La imatge del satèl·lit Terra (no es mostra) confirma la localització de l'ona situada el seu límit ascendent sobre el MRR. El patró de distribució espacial vertical del MRR es similar al obtingut per al UHF durant la tarda, el que suggereix que ambdós instruments capturen la mateixa estructura de la ona que es situa sobre el MRR durant el matí i sobre el UHF per la tarda. De fet, tal i com suggereixen les imatges de satèl·lit, la ona de muntanya, que es manté estacionària durant el matí, es desplaça cap al NW durant la tarda on torna a quedar estacionària. Aquest desplaçament pot ser atribuït a un escurçament de la longitud d'ona degut a la disminució de la velocitat horitzontal del vent sobre la muntanya. Quan això ocorre, sorgeix un rotor que es captat no només per el UHF sinó també per el Wind RASS-Sodar (WR) (no es mostra) i que confirma que el rotor apareix elevat al menys 150 m sobre la superfície. La figura II-22 resumeix la evolució temporal i l'estructura general de la ona de muntanya i del rotor durant aquest episodi.

4.3.4. Impacte de les estructures cinemàtiques de la muntanya en els processos de precipitació

Com hem vist en l'anterior secció, aquest episodi destaca per presentar ones de muntanya que generaren diverses estructures cinemàtiques variables amb el temps, com l'ascens o el descens de la ona, el rotor, etc. A més a més tot i l'estabilitat, presentà precipitació abundant en forma de nevades. En aquesta secció volem observar quin és l'impacte d'aquestes estructures en els processos de precipitació.

Si observem de nou la figura II-20, observem que durant l'evolució de l'episodi es donen processos de precipitació transitoris que a primera vista semblen no relacionats amb les estructures cinemàtiques de la ona de muntanya. Si comparem la reflectivitat del MRR amb la velocitat Doppler i l'amplada espectral, no s'observa una relació simple entre la variabilitat de la precipitació i els canvis en la velocitat vertical o la turbulència, emfatitzant la gran complexitat inherent en aquestes relacions. Tot i així no podem extreure cap conclusió definitiva amb aquestes observacions ja que la variabilitat a petita escala pot estar emmascarada per la variabilitat a gran escala observada.

Per investigar aquesta qüestió de forma més precisa hem analitzat dos períodes de 3 hores dins de la mateixa estructura de precipitació en la fase 2, però amb diferents circulacions de muntanya.

- (a) El primer període seleccionat està comprès entre les 10:00 UTC i les 13:00 UTC quan la longitud d'ona de l'ona de muntanya era suficientment ampla com per tenir la seva fase ascendent sobre el MRR.
- (b) El segon període seleccionat està comprès entre les 17:00 i les 20:00 UTC i es caracteritza per la presència del rotor, amb el MRR situat a la seva branca descendent.

Com es pot observar en la figura II-20, la circulació del vent i la turbulència il·lustrada per la velocitat vertical i l'amplada espectral del MRR semblen ser ben diferents entre els dos períodes. Pel que fa als patrons de precipitació relacionats amb la reflectivitat del MRR i la PSD del Parsivel, els dos períodes mostren més similituds. Durant el període B, la reflectivitat decreix lleugerament respecte el període A però la PSD sobre el terra es molt similar. A continuació comparem les observacions del MRR i del Parsivel per ambdós períodes.

Observacions del MRR

Per observar com els canvis en les estructures cinemàtiques afecten a la precipitació en la vertical hem representat en la figura II-23, l'espectrograma de reflectivitat, velocitat i amplada espectral per als dos períodes. L'amplada espectral i la velocitat vertical mostren grans variacions entre els dos períodes

- (a) Durant el període A, la amplada espectral mostra valors alts situats entre 1.0 i 1.5 m s⁻¹ a nivells baixos, i valors del voltant de 1.0 per sobre dels 2000 m *a.g.l.* La velocitat vertical mostra un gradient vertical que va des de velocitats descendents al voltant dels 2 m s⁻¹ a nivell de terra fins a velocitats ascendents al voltant dels -2 m s⁻¹ a nivells alts, que són el resultat de solapar els moviments verticals del vent amb la velocitat de caiguda de les partícules respecte de l'aire¹
- (b) Durant el període B, s'observen clarament tres capes desacoblades: la capa més baixa i la capa més alta amb turbulència baixa, per sota de 0.5 m s⁻¹, i una capa turbulenta entre mig (Medina et al. 2005), amb valors compresos entre 0.5 i 1.0 m s⁻¹. Les velocitats de caiguda entre 0 i 2 m s⁻¹ dominen en aquest període per a tots els nivells. S'observa un lleu increment de la velocitat de caiguda a mesura que l'alçada disminueix dins de la capa de cisalla.

Els dos períodes mostren característiques similars respecte a la reflectivitat: un increment des de 3000 m a 2000 m *a.g.l.* on els cristalls de neu poden estar creixent, una banda amb valors de reflectivitat estabilitzats i finalment un decreixement de la reflectivitat a nivells baixos que pot estar relacionat amb la sublimació de la neu per l'efecte del vent (Geerts et al. 2011; Burford and Stewart 1998; Grazioli et al. 2017a). La principal diferència en la reflectivitat del MRR entre els dos períodes és la magnitud, que és uns 5 dBZ per sobre en tot el perfil durant el període A comparat amb el B. El creixement de la neu en ambdós períodes es situa per sobre de la isoterma -15 °C suggerint que la formació de cristalls es dona per sobre de la zona de creixement de les dendrites (Kobayashi 1967). S'ha observat que les dendrites són molt sensibles a l'agregació degut a l'entrellaçament mecànic (Rauber 1987), per tant, la manca d'increment de la reflectivitat a mesura que decreix l'alçada per sota de la isoterma -15 °C indica la absència de agregació dendrítica. Comparant la reflectivitat del MRR amb l'amplada espectral, no s'observa una clara associació entre el creixement de la neu i la turbulència durant aquesta part de l'episodi.

¹ La velocitat terminal típica dels flocs de neu és al voltant d'1 m s⁻¹ (Geerts et al. 2011) tot i que pot fluctuar força respecte la mitjana (Mitchell and Heymsfield 2005).

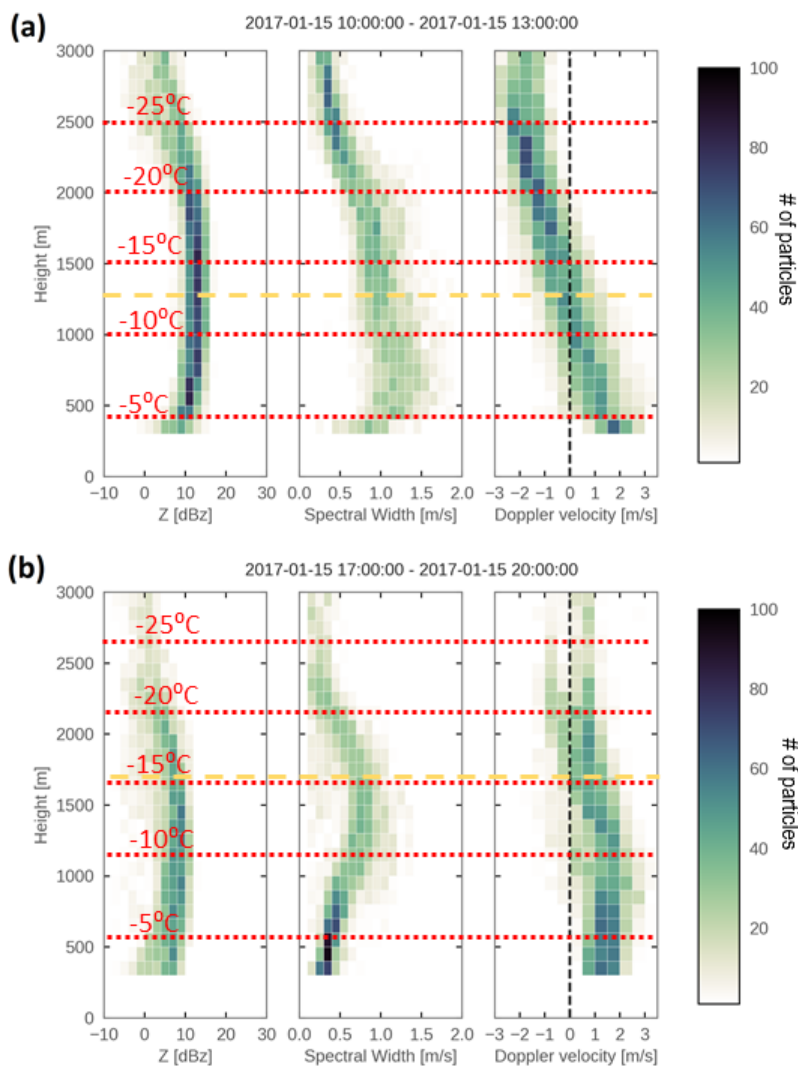


Figura II-23. Espectrograma de reflectivitat, amplada espectral i velocitat Doppler per (a) el període A i (b) el període B. En vermell es mostra la temperatura mitjana del període i en groc la alçada mitjana de la base dels núvols.

Observacions del Parsivel

La figura II-24 mostra la PSD mitjana per ambdós períodes de 3 hores (línies gruixudes). Es evident que ambdós períodes mostren una distribució similar de mides que confirma els nivells de reflectivitat similar a nivells baixos que hem observat amb les dades del MRR. Per visualitzar la variabilitat i verificar que la similitud no es una coincidència degut al amitjanament de llargs períodes, hem representat també les tres distribucions d'una hora per al període A i el període B. Tot i que la variabilitat és més gran per a partícules petites (menys de 1 mm), especialment per al període B, s'observa que la distribució de la majoria de mides de les partícules d'entre 1 i 3 mm mostren el

mateix escalat potencial. A més a més, la figura mostren que la PSD en aquest període es totalment diferent al dels altres períodes en tot el cas d'estudi (figura II-25).

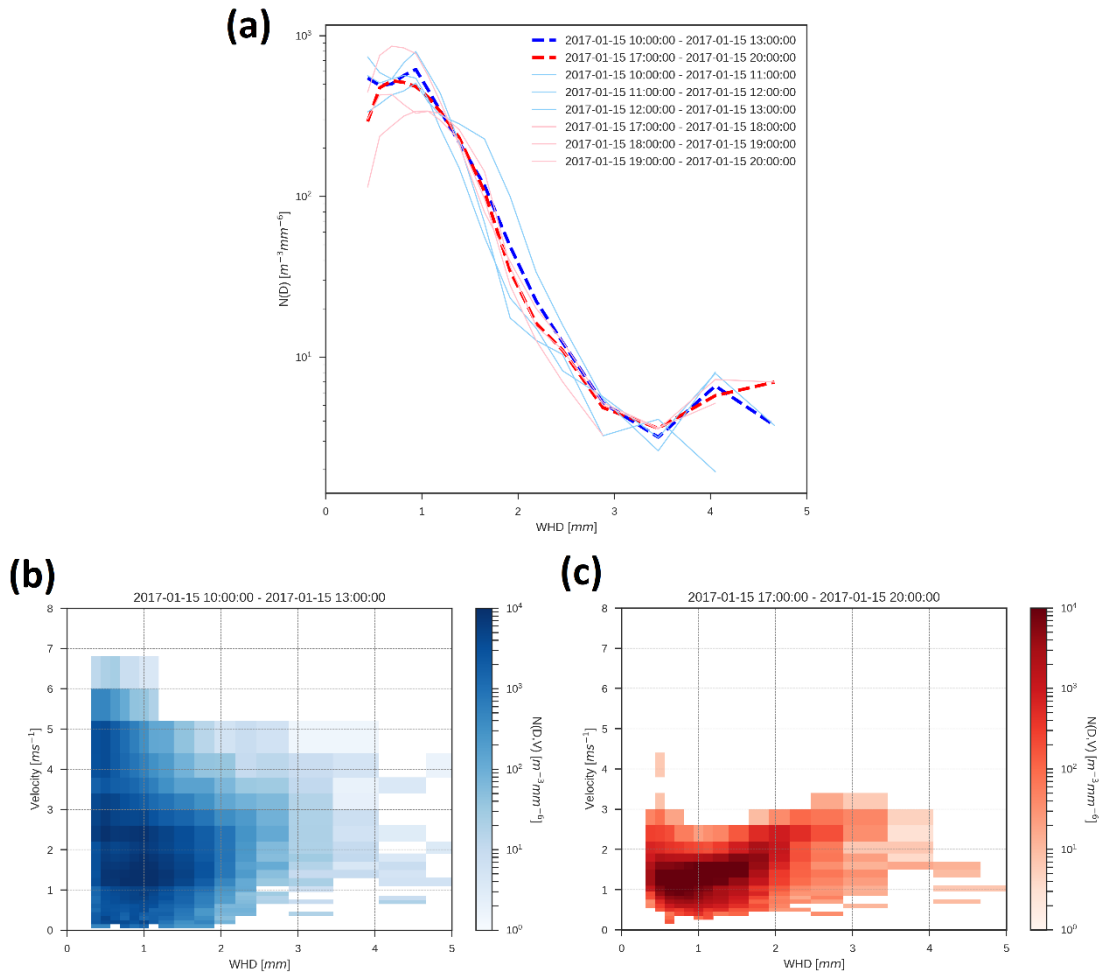


Figura II-24. (a) DSD amitjanada per diferents intervals mesurats pel Parsivel (període A en blau i període B en vermell). (b, c) Distribució de mides i velocitats per al (b) període A i (c) període B.

Hem comparat també la matriu de velocitats i diàmetres dels dos períodes en la figura II-24b,c. Curiosament, tot i que ambdós períodes tenen una PSD molt similar, l'espectre de velocitats mesurat per el Parsivel és completament diferent. El període A mostra un gran espectre de velocitats que van de 0 a 6 m s^{-1} per a partícules petites, en comparació amb el període B, on els valors de velocitats varien d'entre 0.5 i 2.5 m s^{-1} per a totes les partícules. Aquesta diferencia pot ser explicada per la major turbulència a prop de terra que s'observa durant el període A (figura II-23a) i que elimina tota sensibilitat de les partícules de neu a la velocitat vertical (Garrett and Yuter 2014). En canvi, la disminució de la turbulència durant el període B està més associat al regim diürn que a

les estructures cinemàtiques de la muntanya d'acord amb les observacions en superfície. Val la pena observar que en la Figura II-24a, l'ampli espectre de partícules no comporta un creixement de les partícules de neu ni per agregació ni per *riming* tal i com esperaríem que generessin els petits corrents ascendants i descendents dins d'una capa turbulenta (Yuter and Houze 2003; Houze and Medina 2005; Geerts et al. 2011; Aikins et al. 2016).

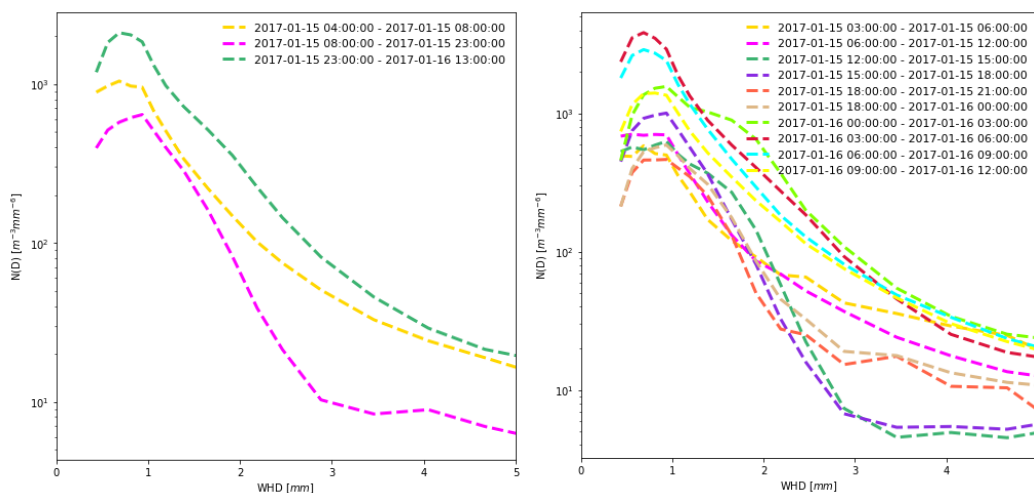


Figura II-25. (a) DSD amitjanada per a cadascuna de les fases del episodi i (b) DSD amitjanada cada 3 hores per a tot el episodi.

5. Conclusions del capítol

En aquest capítol hem analitzat les dades de precipitació no convencional (MRR i Parsivel) obtingudes durant la campanya Cerdanya-2017 i hem estudiat amb detall tres episodis ben diversos de processos de precipitació hivernals i primaverals a la vall.

Durant aquesta campanya s'han observat diversos fenòmens amb una gran diversitat de sensors que ens permeten tenir una visió de conjunt de com es relacionen entre ells. Per exemple, en predicció operativa sovint es diu que durant el pas d'un front càlid les nevades poden ser intenses degut a que l'aire fred s'estanca als fons de les valls i costa més de reemplaçar. Aquí hem vist que és igualment o més important l'efecte de la sublimació de la neu en la disminució de la temperatura a nivells baixos que permet mantenir les nevades durant més temps. Aquest fet té implicacions importants en la predicció de nevades. Si l'aire estancat al fons de la vall previ a la precipitació és molt sec, serà necessari tenir en compte el refredament produït per la sublimació de la neu, ja que encara que la temperatura inicial sigui major a l'esperada per a un episodi de nevada

i que s'espera l'entrada d'aire més càlid, hem vist que la temperatura pot disminuir més de 5 graus produint nevades en zones on no s'esperaven.

L'anàlisi dels perfils del MRR durant els episodis de nevades mostren la presència d'una capa de cisalla persistent sobre la vall. Així s'ha confirmat en l'estudi de l'episodi del 15-16 de gener de 2017, on a més a més s'ha observat que les estructures cinètiques creades per les ones de muntanya o el refredament nocturn pot, en aquest cas, estar desacoblat dels processos de precipitació en fase sòlida confirmant els anàlisis de Kingsmill et al. (2016), que no van trobar evidència de modificació de la precipitació a Park Range (Colorado) durant les mesures de camp. Kingsmill et al. (2016) argumentaren que la variabilitat a gran escala pot amagar les interaccions muntanya d'escala més petita. Degut a que els dos períodes analitzats tenen una variabilitat mínima entre ells, els nostres resultats suggereixen que sota certes condicions les estructures cinemàtiques generades per les ones de muntanya i els rotors no modifiquen la distribució de partícules precipitants a nivells baixos i no contribueixen a una major agregació. L'ambient fred i continental dels Pirineus durant aquest episodi, pot explicar l'absència de *riming* que tendeix a ocórrer més sovint en muntanyes costaneres degut al increment de LWC en els núvols hivernals (Houze and Medina 2005; Medina and Houze 2015; Aikins et al. 2016). La falta d'agregació pot ser explicada per la falta de creixement dendrític, es a dir que les partícules creades a dalt del núvol probablement cauen prístines a través de la capa turbulenta sense experimentar agregació mecànica al llarg del seu recorregut cap a terra (Raubert 1987). Resultats recents de la campanya experimental SNOWIE que estudia l'impacte de la sembra de la precipitació en els núvols orogràfics hivernals han trobat un desacoblament freqüent entre la capa de núvols orogràfica on es forma la precipitació i la capa d'aire atrapada a nivells baixos de la vall. En el nostre estudi també trobem aquest desacoblament entre les condicions a nivells baixos i les condicions a nivells més alts però afectant també els perfils de precipitació. Aquests resultats són importants per les implicacions que tenen en les mesures satel·litals. Els satèl·lits tenen una zona cega pròxima a la superfície, especialment en zones d'orografia complexa (per exemple, en el cas del CloudSat es de 1200 m). Els efectes en aquesta zona, sovint un creixement de la mida de les partícules precipitants, s'han d'estimar i són objectes de molts estudis. Els nostres resultats il·lustren la dificultat d'estimar aquests efectes ja que poden variar de una zona a una altra i en una mateixa zona segons les condicions atmosfèriques presents.

Finalment l'anàlisi disdromètric de la precipitació líquida durant la campanya hivernal confirma que el baix contingut de LWC és una constant a la vall, potser degut a les condicions geogràfiques que fan que estigui tancada tant per als fluxos de l'Atlàntic com per als fluxos del Mediterrani. En les mesures, tot i que incompletes, durant la campanya, s'han trobat dos règims de precipitació principals, que poden conuiu en un mateix episodi com en el pas de front del 30 de abril de 2017. Aquests règims són la precipitació estratiforme lleugera degut al desgel de hidrometeors sòlids petits que han crescut per deposició de vapor, o convecció moderada amb corrents ascendents menors que durant l'estiu però amb absència de processos càlids.

Referències del capítol

- Aikins, J., K. Friedrich, B. Geerts, and B. Pokharel, 2016: Role of a Cross-Barrier Jet and Turbulence on Winter Orographic Snowfall. *Mon. Weather Rev.*, 144, 3277–3300, doi:10.1175/MWR-D-16-0025.1.
- Atlas, D., and C. Chmela, 1957: Physical-synoptic variations of drop-size parameters. *Proceedings of the Sixth Weather Radar Conference*, A.M. Society, Ed., Cambridge, MA, 21–29.
- Atlas, D., and C. W. Ulbrich, 1977: Path- and Area-Integrated Rainfall Measurement by Microwave Attenuation in the 1–3 cm Band. *J. Appl. Meteorol.*, 16, 1322–1331, doi:10.1175/1520-0450(1977)016<1322:PAAIRM>2.0.CO;2.
- Atlas, D., R. C. Srivastava, and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys.*, 11, 1–35, doi:10.1029/RG011i001p00001.
- Baltas, E., D. Panagos, and M. Mimikou, 2016: Statistical Analysis of the Raindrop Size Distribution Using Disdrometer Data. *Hydrology*, 3, 9, doi:10.3390/hydrology3010009.
- Battaglia, A., E. Rustemeier, A. Tokay, U. Blahak, and C. Simmer, 2010: PARSIVEL snow observations: A critical assessment. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 27, 333–344, doi:10.1175/2009JTECHA1332.1.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu, and M. Schoenhuber, 2003: Raindrop Size Distribution in Different Climatic Regimes from Disdrometer and Dual-Polarized Radar Analysis. *J. Atmos. Sci.*, 60, 354–365, doi:10.1175/1520-0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2.
- Buisán, S. T., M. E. Earle, J. L. Collado, J. Kochendorfer, J. Alastrué, M. Wolff, C. D. Smith, and J. I. López-Moreno, 2017: Assessment of snowfall accumulation underestimation by tipping bucket gauges in the Spanish operational network. *Atmos. Meas. Tech.*, 10, 1079–1091, doi:10.5194/amt-10-1079-2017.
- Burford, J. E., and R. E. Stewart, 1998: The sublimation of falling snow over the Mackenzie River Basin. *Atmos. Res.*, 49, 289–313, doi:10.1016/S0169-8095(98)00084-2.
- Cerdà, A., 1997: Rainfall drop size distribution in the Western Mediterranean basin, Valencia, Spain. *Catena*, 30, 169–182, doi:10.1016/S0341-8162(97)00019-2.

- Cerro, C., B. Codina, J. Bech, and J. Lorente, 1997: Modeling Raindrop Size Distribution and Z(R) Relations in the Western Mediterranean Area. *J. Appl. Meteorol.*, 36, 1470–1479, doi:10.1175/1520-0450(1997)036<1470:MRSDAZ>2.0.CO;2.
- Chapon, B., G. Delrieu, M. Gosset, and B. Boudevillain, 2008: Variability of rain drop size distribution and its effect on the Z-R relationship: A case study for intense Mediterranean rainfall. *Atmos. Res.*, 87, 52–65, doi:10.1016/j.atmosres.2007.07.003.
- Chen, B., Z. Hu, L. Liu, and G. Zhang, 2017: Raindrop Size Distribution Measurements at 4,500 m on the Tibetan Plateau During TIPEX-III. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 11,092–11,106, doi:10.1002/2017JD027233.
- Das, S. K., M. Konwar, K. Chakravarty, and S. M. Deshpande, 2017: Raindrop size distribution of different cloud types over the Western Ghats using simultaneous measurements from Micro-Rain Radar and disdrometer. *Atmos. Res.*, 186, 72–82, doi:10.1016/j.atmosres.2016.11.003.
- Dawson, D. T., E. R. Mansell, and M. R. Kumjian, 2015: Does Wind Shear Cause Hydrometeor Size Sorting? *J. Atmos. Sci.*, 72, 340–348, doi:10.1175/JAS-D-14-0084.1.
- Dolan, B., B. Fuchs, S. A. Rutledge, E. A. Barnes, and E. J. Thompson, 2018: Primary Modes of Global Drop Size Distributions. *J. Atmos. Sci.*, 75, 1453–1476, doi:10.1175/JAS-D-17-0242.1.
- Friedrich, K., S. Higgins, F. J. Masters, and C. R. Lopez, 2013a: Articulating and stationary PARSIVEL disdrometer measurements in conditions with strong winds and heavy rainfall. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 30, 2063–2080, doi:10.1175/JTECH-D-12-00254.1.
- , E. A. Kalina, F. J. Masters, and C. R. Lopez, 2013b: Drop-Size Distributions in Thunderstorms Measured by Optical Disdrometers during VORTEX2. *Mon. Weather Rev.*, 141, 1182–1203, doi:10.1175/MWR-D-12-00116.1.
- Garrett, T. J., and S. E. Yuter, 2014: Observed influence of riming, temperature, and turbulence on the fallspeed of solid precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 6515–6522, doi:10.1002/2014GL061016.
- , ——, C. Fallgatter, K. Shkurko, S. R. Rhodes, and J. L. Endries, 2015: Orientations and aspect ratios of falling snow. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 4617–4622, doi:10.1002/2015GL064040.
- Geerts, B., Q. Miao, and Y. Yang, 2011: Boundary Layer Turbulence and Orographic Precipitation Growth in Cold Clouds: Evidence from Profiling Airborne Radar Data. *J. Atmos. Sci.*, 68, 2344–2365, doi:10.1175/JAS-D-10-05009.1.
- Gorodetskaya, I. V., S. Kneifel, M. Maahn, W. Thiery, J. H. Schween, A. Mangold, S. Crewell, and N. P. M. Van Lipzig, 2015: Cloud and precipitation properties from ground-based remote-sensing instruments in East Antarctica. *Cryosphere*, 9, 285–304, doi:10.5194/tc-9-285-2015.
- Grazioli, J., C. Genthon, B. Boudevillain, C. Duran-Alarcon, M. Del Guasta, J. B. Madeleine, and A. Berne, 2017a: Measurements of precipitation in Dumont d’Urville, Adélie Land, East Antarctica. *Cryosphere*, 11, 1797–1811, doi:10.5194/tc-11-1797-2017.
- , J.-B. Madeleine, H. Gallée, R. M. Forbes, C. Genthon, G. Krinner, and A. Berne, 2017b: Katabatic winds diminish precipitation contribution to the Antarctic ice mass balance. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, 114, 201707633, doi:10.1073/pnas.1707633114.

- Hachani, S., B. Boudevillain, G. Delrieu, and Z. Bargaoui, 2017: Drop size distribution climatology in Cévennes-Vivarais region, France. *Atmosphere (Basel)*, 8, 233, doi:10.3390/atmos8120233.
- Houze, R. A., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, 50, RG1001, doi:10.1029/2011RG000365.
- , and S. Medina, 2005: Turbulence as a Mechanism for Orographic Precipitation Enhancement. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3599–3623, doi:10.1175/JAS3555.1.
- , and Coauthors, 2017: The olympic mountains experiment (Olympex). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 98, 2167–2188, doi:10.1175/BAMS-D-16-0182.1.
- Kingsmill, D. E., P. O. G. Persson, S. Haimov, and M. D. Shupe, 2016: Mountain waves and orographic precipitation in a northern Colorado winter storm. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 142, 836–853, doi:10.1002/qj.2685.
- Kirankumar, N. V. P., T. N. Rao, B. Radhakrishna, and D. N. Rao, 2008: Statistical Characteristics of Raindrop Size Distribution in Southwest Monsoon Season. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, 47, 576–590, doi:10.1175/2007JAMC1610.1.
- Kneifel, S., M. Maahn, G. Peters, and C. Simmer, 2011: Observation of snowfall with a low-power FM-CW K-band radar (Micro Rain Radar). *Meteorol. Atmos. Phys.*, 113, 75–87, doi:10.1007/s00703-011-0142-z.
- Knupp, K. R., R. Ware, D. Cimini, F. Vandenberghe, J. Vivekanandan, E. Westwater, T. Coleman, and D. Phillips, 2009: Ground-based passive microwave profiling during dynamic weather conditions. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 26, 1057–1073, doi:10.1175/2008JTECHA1150.1.
- Kobayashi, T., 1967: On the Variation of Ice Crystal Habit with Temperature. *Phys. Snow Ice*, 1, 95–104.
- Kochendorfer, J., and Coauthors, 2017a: The quantification and correction of wind-induced precipitation measurement errors. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 1973–1989, doi:10.5194/hess-21-1973-2017.
- , and Coauthors, 2017b: Analysis of single-Alter-shielded and unshielded measurements of mixed and solid precipitation from WMO-SPICE. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 21, 3525–3542, doi:10.5194/hess-21-3525-2017.
- Kurz, M., 1998: Synoptic meteorology. Deutscher Wetterdienst, 200 pp.
- Locatelli, J. D., and P. V. Hobbs, 1974: Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, 79, 2185–2197, doi:10.1029/JC079i015p02185.
- Löffler-Mang, M., and J. Joss, 2000: An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 17, 130–139, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2.
- , and U. Blahak, 2001: Estimation of the Equivalent Radar Reflectivity Factor from Measured Snow Size Spectra. *J. Appl. Meteorol.*, 40, 843–849, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<0843:EOTERR>2.0.CO;2.
- Lolli, S., and Coauthors, 2018: Vertically resolved precipitation intensity retrieved through a synergy between the ground-based NASA MPLNET lidar network measurements, surface disdrometer datasets and an analytical model solution. *Remote Sens.*, doi:10.3390/rs10071102.
- Maahn, M., and P. Kollias, 2012: Improved Micro Rain Radar snow measurements using Doppler spectra post-processing. *Atmos. Meas. Tech.*, 5, 2661–2673, doi:10.5194/amt-5-2661-2012.
- Markowski, P., and Y. Richardson, 2010: Mesoscale Meteorology in Midlatitudes. Wiley-Blackwell, 407 pp.

- Marshall, J. S., and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.*, 5, 165–166, doi:10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2.
- Medina, S., and R. A. Houze, 2003: Air motions and precipitation growth in Alpine storms. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 345–371, doi:10.1256/qj.02.13.
- , and R. A. Houze, 2015: Small-Scale Precipitation Elements in Midlatitude Cyclones Crossing the California Sierra Nevada. *Mon. Weather Rev.*, 143, 2842–2870, doi:10.1175/MWR-D-14-00124.1.
- , B. F. Smull, R. A. Houze, and M. Steiner, 2005: Cross-Barrier Flow during Orographic Precipitation Events: Results from MAP and IMPROVE. *J. Atmos. Sci.*, 62, 3580–3598, doi:10.1175/JAS3554.1.
- Minder, J. R., T. W. Letcher, L. S. Campbell, P. G. Veals, and W. J. Steenburgh, 2015: The Evolution of Lake-Effect Convection during Landfall and Orographic Uplift as Observed by Profiling Radars. *Mon. Weather Rev.*, 143, 4422–4442, doi:10.1175/MWR-D-15-0117.1.
- Miró, J. R., J. C. Peña, N. Pepin, A. Sairouni, and M. Aran, 2018: Key features of cold-air pool episodes in the northeast of the Iberian Peninsula (Cerdanya, eastern Pyrenees). *Int. J. Climatol.*, 38, 1105–1115, doi:10.1002/joc.5236.
- Mitchell, D. L., and A. J. Heymsfield, 2005: Refinements in the Treatment of Ice Particle Terminal Velocities, Highlighting Aggregates. *J. Atmos. Sci.*, 62, 1637–1644, doi:10.1175/JAS3413.1.
- Narayana Rao, T., B. Radhakrishna, K. Nakamura, and N. Prabhakara Rao, 2009: Notes and correspondence differences in raindrop size distribution from southwest monsoon to northeast monsoon at Gadanki. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 135, 1630–1637, doi:10.1002/qj.432.
- Pagès, M., N. Pepin, and J. R. Miró, 2017: Measurement and modelling of temperature cold pools in the Cerdanya valley (Pyrenees), Spain. *Meteorol. Appl.*, 24, 290–302, doi:10.1002/met.1630.
- Peters, G., B. Fischer, H. Münster, M. Clemens, and A. Wagner, 2005: Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars. *J. Appl. Meteorol.*, 44, 1930–1949, doi:10.1175/JAM2316.1.
- Rasmussen, R., and Coauthors, 2012: How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 93, 811–829, doi:10.1175/BAMS-D-11-00052.1.
- Rauber, R. M., 1987: Characteristics of cloud ice and precipitation during wintertime storms over the mountains of northern Colorado. *J. Clim. Appl. Meteor.*, 26, 488–524, doi:10.1175/1520-0450(1987)026<0488:COCIAP>2.0.CO;2.
- Raupach, T. H., and A. Berne, 2015: Correction of raindrop size distributions measured by Parsivel disdrometers, using a two-dimensional video disdrometer as a reference. *Atmos. Meas. Tech.*, 8, 343–365, doi:10.5194/amt-8-343-2015.
- Rosenfeld, D., and C. W. Ulbrich, 2003: Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities. *Meteorol. Monogr.*, 30, 237–237, doi:10.1175/0065-9401(2003)030<0237:CMPPAR>2.0.CO;2.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 75, 41–56, doi:10.1002/qj.49707532308.

- Seela, B. K., J. Janapati, P.-L. Lin, K. K. Reddy, R. Shirooka, and P. K. Wang, 2017: A Comparison Study of Summer Season Raindrop Size Distribution Between Palau and Taiwan, Two Islands in Western Pacific. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 122, 11,787–11,805, doi:10.1002/2017JD026816.
- Smith, P. L., 1984: Equivalent Radar Reflectivity Factors for Snow and Ice Particles. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 23, 1258–1260, doi:10.1175/1520-0450(1984)023<1258:ERRFFS>2.0.CO;2.
- Smith, R. B., S. Skubis, J. D. Doyle, A. S. Broad, C. Kiemle, and H. Volkert, 2002: Mountain Waves over Mont Blanc: Influence of a Stagnant Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, 59, 2073–2092, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<2073:MWOMBI>2.0.CO;2.
- Souverijns, N., A. Gossart, S. Lhermitte, I. V. Gorodetskaya, S. Kneifel, M. Maahn, F. L. Bliven, and N. P. M. van Lipzig, 2017: Estimating radar reflectivity - Snowfall rate relationships and their uncertainties over Antarctica by combining disdrometer and radar observations. *Atmos. Res.*, 196, 211–223, doi:10.1016/j.atmosres.2017.06.001.
- Stark, D., B. A. Colle, and S. E. Yuter, 2013: Observed Microphysical Evolution for Two East Coast Winter Storms and the Associated Snow Bands. *Mon. Weather Rev.*, 141, 2037–2057, doi:10.1175/MWR-D-12-00276.1.
- Strauss, L., S. Serafin, and V. Grubišić, 2016: Atmospheric Rotors and Severe Turbulence in a Long Deep Valley. *J. Atmos. Sci.*, 73, 1481–1506, doi:10.1175/JAS-D-15-0192.1.
- Tessendorf, S. A., and Coauthors, 2019: A transformational approach to winter orographic weather modification research: The SNOWIE Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 100, 71–92, doi:10.1175/BAMS-D-17-0152.1.
- Testud, J., S. P. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The Concept of “Normalized” Distribution to Describe Raindrop Spectra: A Tool for Cloud Physics and Cloud Remote Sensing. *J. Appl. Meteorol.*, 40, 1118–1140, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCOND>2.0.CO;2.
- Tokay, A., and D. A. Short, 1996: Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds. *J. Appl. Meteorol.*, 35, 355–371, doi:10.1175/1520-0450(1996)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2.
- Toloui, M., S. Riley, J. Hong, K. Howard, L. P. Chamorro, M. Guala, and J. Tucker, 2014: Measurement of atmospheric boundary layer based on super-large-scale particle image velocimetry using natural snowfall. *Exp. Fluids*, 55, 1737, doi:10.1007/s00348-014-1737-1.
- Tridon, F., J. Van Baelen, and Y. Pointin, 2011: Aliasing in Micro rain radar data due to strong vertical winds. *Geophys. Res. Lett.*, 38, n/a-n/a, doi:10.1029/2010GL046018.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22, 1764–1775, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2.
- Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1998: Rainfall Microphysics and Radar Properties: Analysis Methods for Drop Size Spectra. *J. Appl. Meteorol.*, 37, 912–923, doi:10.1175/1520-0450(1998)037<0912:RMARPA>2.0.CO;2.
- Wen, L., K. Zhao, G. Zhang, M. Xue, B. Zhou, S. Liu, and X. Chen, 2016: Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and micro rain radar data. *J. Geophys. Res.*, 121, 2265–2282, doi:10.1002/2015JD024160.
- WMO, 2014: Measurement of Precipitation. Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation, World Meteorological Organization (WMO), Geneva, Switzerland, 186–221.

- Xercavins, A., 1985: Els climes del Pirineu Oriental: des de les terres gironines fins a la Catalunya Nord i Andorra. *Doc. d'Anàlisi Geogràfica*, 7, 81–102.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze, 2003: Microphysical modes of precipitation growth determined by S-band vertically pointing radar in orographic precipitation during MAP. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 129, 455–476, doi:10.1256/qj.01.216.
- Zagrodnik, J. P., L. A. McMurdie, and R. A. Houze, 2018: Stratiform Precipitation Processes in Cyclones Passing over a Coastal Mountain Range. *J. Atmos. Sci.*, 75, 983–1004, doi:10.1175/JAS-D-17-0168.1.

PART III. CIRCULACIONS MESOESCALARS FORÇADES PER L'OROGRAFIA COMPLEXA

"I cannot command winds and weather"
—Horatio Nelson—

1. Conceptes previs

1.1. Circulació del vent i orografia complexa

La presència de muntanyes sobre la terra conforma una de les causes més importants de modificació de la circulació atmosfèrica general. De fet, l'orografia inicia o modifica una gran quantitat de moviments en una àmplia varietat d'escala (veure figura III-1), des de la microescala fins a l'escala planetària (Sawyer 1959). Aquestes modificacions es poden dividir en dues grans famílies: forçament tèrmic del vent i modificació dinàmica del vent (Barry 2008).

1.1.1. Forçament tèrmic del vent

L'escalfament atmosfèric diferencial que es forma degut a l'orografia és capaç d'iniciar circulacions mesoescalars que no requereixen la presència de vents de gran escala (Markowski and Richardson 2010). De fet, aquestes circulacions són més acusades

en absència de vents d'escala sinòptica, juntament amb un cicle diürn de gran amplitud tèrmica. Per tant, els vents forçats tèrmicament prendran més importància durant l'estiu, amb cel serè i en presència d'un pantà baromètric. Els vents d'origen tèrmic normalment es divideixen en vents de vessant i vents de vall.

(a) *Vents de vessant*. Aquests vents es formen a partir del gradient horitzontal de temperatura potencial que es genera a partir de l'escalfament o refredament diabàtic de l'aire proper a la superfície de la vessant en comparació amb aquell a la mateixa alçada que pel fet d'estar allunyat de la superfície no queda afectat. Així, l'escalfament diürn genera un vent ascendent o *anabàtic* produït per la major flotabilitat de l'aire proper al vessant, mentre que el refredament nocturn forma un vent descendent o *catabàtic* que cau vessant a baix per gravetat.

(b) *Vents de vall*. Els vents de vall es formen per la diferència entre l'amplitud diürna que hi ha entre el pla i la vall produïda pel diferent volum d'aire que és escalfat o refredat entre les dues localitzacions. Així, la diferència de temperatura entre el pla i la vall genera una diferència hidrostàtica de pressió que mobilitza l'aire vall amunt durant el dia i vall a baix durant la nit.

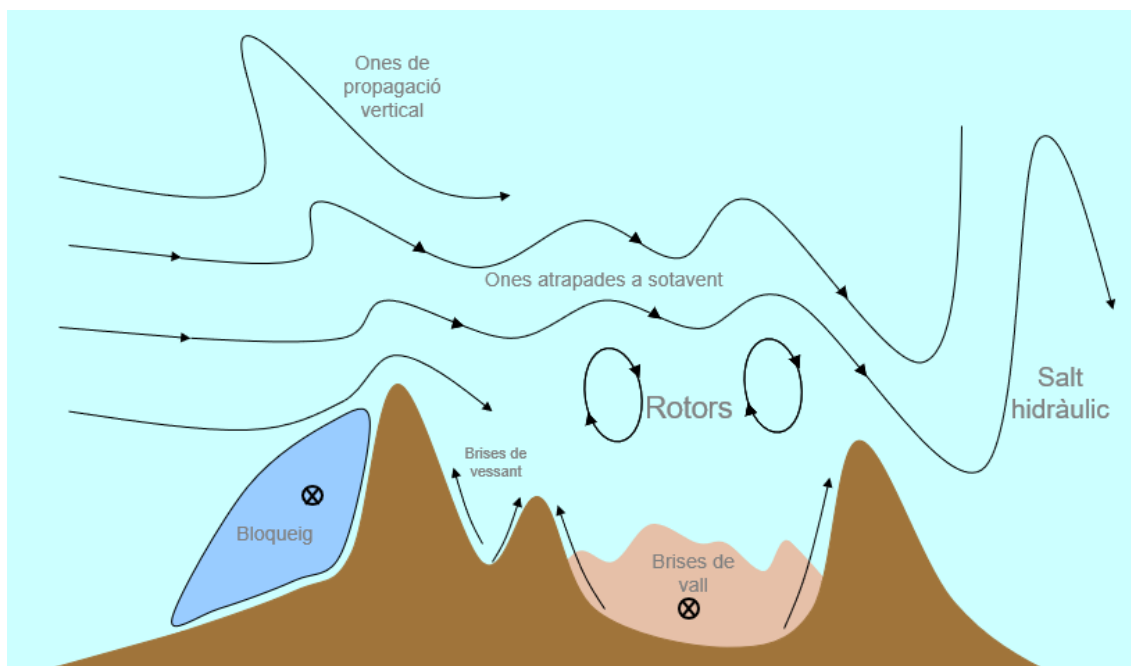


Figura III-1. Diferents exemples d'interacció de circulacions mesoescalars de muntanya.

1.1.2. Modificació dinàmica del vent

La modificació dinàmica del vent aglutina una gran quantitat de fenòmens a escales diverses que es produeixen a partir del flux de l'aire sobre un terreny complex. A

diferència del forçament tèrmic, en aquest cas és necessari un moviment previ de l'aire que interactuï amb l'orografia per a que tingui lloc el fenomen. L'estabilitat de l'aire que flueix té un efecte determinant en la modificació dinàmica del vent. A continuació veiem alguns fenòmens que es poden donar:

- (a) *Efectes d'escala planetària.* Els grans sistemes muntanyosos presenten una alçada significativa respecte a l'alçada d'escala de l'atmosfera (uns 8.5 km); per tant és lògic que siguin capaços de modificar la circulació atmosfèrica general. Un dels efectes més característics a aquesta escala són les ones que es formen com a resultat de la conservació de la vorticitat potencial quan els vents de l'oest creuen una gran serralada.
- (b) *Ones de muntanya.* Són una forma d'ones de gravetat interna que es produeixen en fluxos amb estratificació estable. Es donen quan les forces de restauració de la flotabilitat actuen sobre una parcel·la d'aire al ser elevada mecànicament per les muntanyes. Depenent de la velocitat del vent i del perfil vertical de temperatura de l'atmosfera, aquestes ones poden ser *atrapades a sotavent* o *de propagació vertical*. Si les ones de propagació vertical tenen molta amplitud es poden trencar generant una gran turbulència. Si es formen ones atrapades a sotavent amb una capa estable molt propera a la cresta de la serralada, el flux pot esdevenir supercrític i generar tempestes de vent descendents a la vessant de la muntanya. A sotavent es poden generar també rotors que contenen una forta turbulència.
- (c) *Efectes de bloqueig.* Si la velocitat transversal del vent sobre una serralada (U) no és suficient per sobrepassar l'alçada de les muntanyes (h) donada una determinada estratificació descrita per la freqüència de Brunt-Väisälä (N) —cas que es dona quan el nombre de Froude de muntanya ($Fr_m = U / Nh$) es menor que 1— al menys part del flux quedarà bloquejat pel terreny. Els efectes del bloqueig es noten fins a una distància anomenada radi de Rossby ($L_R = Nh/f$, on f és el paràmetre de Coriolis). Quan això passa, l'aire es desvia cap a l'esquerra a l'hemisferi nord i s'accelera en forma de *jet*. Aquest efecte és major quan el nombre de Burger ($B = Nh / Lf$, on L és l'amplada mitjana de la muntanya) que té en compte les forces de rotació i el pendent del terreny es major a 1. Quan $Fr_m \sim 1$ i $B > 1$ es diu que la barrera presenta un salt hidrodinàmic; en aquests casos, es genera un fort gradient de pressió que produeix una forta resposta del flux.

1.2. Sistema de vents Tramuntana – Mestral

El sistema de vents Tramuntana-Mestral té lloc durant els episodis de vent de nord o nord-oest sobre la conca nord-occidental del Mediterrani, quan el flux, caracteritzat per un baix nombre de Froude, incideix sobre la cara nord dels Pirineus (Georgelin and Richard 1996). Aquesta serralada orientada d'est a oest amb 400 km de llarg és un dels majors embornals de quantitat de moviment meridional de la regió (Bessemoulin et al.

1993) i força que el flux a nivells baixos de nord i nord-oest es desviï al voltant de la barrera muntanyosa, de forma que es canalitza i s'accelera fins a la conca mediterrània a través de dues grans depressions: el mestral per la vall de l'Ebre i la tramuntana per la depressió que s'estén entre el Massís francès i els Pirineus (figura III-2). La interacció entre el flux i la serralada crea una pertorbació del camp de pressió a escala sub-sinòptica (Bénech et al. 1998) que crea un dipol de pressió mesoescalar amb una meso-alta a sobrevent dels Pirineus i una meso-baixa a sotavent (Figura III-2a).

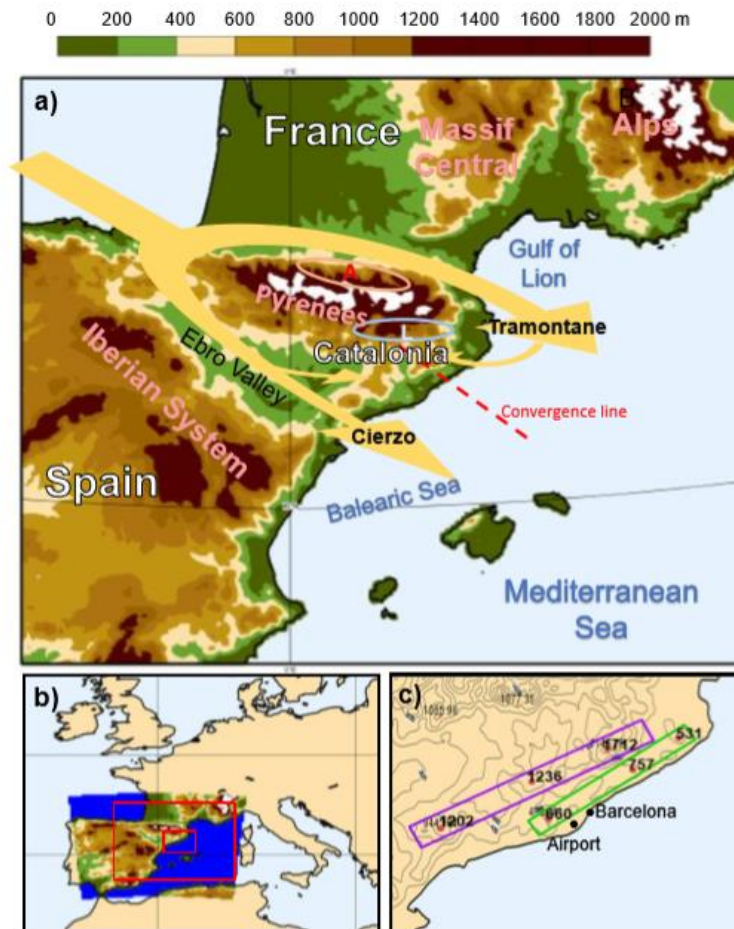


Figura III-2. a) Àrea d'estudi amb la situació dels llocs mencionats en aquesta part, així com el model conceptual del sistema Tramuntana-Mestral. Cal notar que Mestral i Cierzo fan referència al mateix vent. Les línies grogues mostren els principals fluxos al voltant de les muntanyes. La "A" vermella i la "L" blanca indiquen el dipol orogràfic de pressió. La línia discontinua vermella indica la línia de convergències recurrent. B) Domini utilitzat en la simulació numèrica (en colors, mostrant l'alçada) i les regions mostrades als panells (a) i (c) (en vermell). c) Posició de la serralada litoral (en verd) i prelitoral (en lila). Els punts vermells i els nombres indiquen respectivament la posició i alçada de les muntanyes més altes de cada serralada.

El sistema de vents Tramuntana-Mestral va ser àmpliament estudiat durant l'experiment PYREX (Bougeault et al. 1990, 1997; Genovés et al. 1994; Flamant and

Pelon 1996). Bénech et al. (1998) i Koffi et al. (1998) demostraren que l'asimetria del flux durant els episodis de nord induïts per l'efecte de Coriolis causen que la Tramuntana sigui més forta que el Mestral. Campins et al. (1995) va estudiar la estructura principal de la Tramuntana i va trobar que la aquesta consistia en un jet a nivells baixos just a sota d'una capa d'inversió situada al voltant dels 1000 m d'altura. Observaren també que la Tramuntana és primer accelerada per la força bàrica tot i que parcialment compensada per la força de fricció. Quan la tramuntana arriba al mar l'efecte de la fricció disminueix sobtadament, l'acceleració s'incrementa i arriba a la seva màxima intensitat sobre el Golf de Lleó (Vazquez 1995; Georgelin and Richard 1996). Un cop l'acceleració arriba al seu màxim, el flux esdevé inercial i es desaccelera per fricció esdevenint una corrent de densitat (Campins et al. 1995). Com a resultat de tot aquest procés es forma un front fred mesoesclar entre l'aire fred i sec de la Tramuntana i la massa d'aire càlida i humida prèvia, característica del Mediterrani (Jansà 1959).

Degut a la força de Coriolis, la Tramuntana gira en direcció anticiclònica (Campins et al. 1995) i forma, de manera recurrent, línies de convergència al nord-est de la costa catalana i del Mar Balear quan es troba amb el Mestral, un aire relativament càlid i sec (Pascual and Callado 2002) (Figura III-2a). Aquesta línia de convergència no és sempre estàtica i ocasionalment es mou cap al sud arribant a Barcelona en forma d'entrada brusca i reforçada del nord-est. Aquestes entrades de nord-est poden arribar fins a 70 km h⁻¹ o més i ocorren a vegades sense cap mena de nuvolositat que la identifiqui, esdevenint un perill meteorològic per als avions durant l'enlairament i l'aterratge a l'aeroport de Barcelona (Gonzalez and Pascual 2013). El pilots d'avió preguntats descriuen aquest fenomen com un canvi brusca de vent de cua a cara entre els 2000 i 3000 peus, consistent amb les mesures de Campins et al. (1995).

1.3. Pertorbacions costaneres atrapades

Les pertorbacions atrapades per la costa (CTDs de l'anglès *Coastally Trapped Disturbances*) són un cas particular de pertorbacions orogràfiques atrapades definides com a pertorbacions a la baixa atmosfera que estan "lateralment confinades contra una barrera muntanyosa, horitzontalment per la força de Coriolis i verticalment per una estratificació estable" (Reason 1994). La típica CTD presenta escales que són de l'ordre de 1000 km al llarg de la costa i de 100 km perpendicularment a la costa; el temps de vida de una CTD és d'entre 2 i 6 dies i la seva presència habitualment implica una inversió del camp de vent típic, així com boira i estrats (Reason and Steyn 1990).

Les CTDs han estat estudiades en moltes regions del món on la circulació atmosfèrica dominant a nivells baixos així com les característiques geogràfiques afavoreixen la seva ocurrència. Entre aquestes zones es pot citar per exemple la costa de l'Oceà Pacífic a Nord Amèrica, a on se'ls anomena inversions de vent atrapades a la costa (CTWR de l'anglès *Coastally Trapped Wind Reversals*) (e.g. Mass and Albright 1987; Nuss et al. 2000; Rahn and Parish 2008; Parish et al. 2015), Sud Àfrica (Gill 1977; Reason and Jury 1990) i el sud-est d'Austràlia (Reason et al. 1999) entre d'altres. A la Península Ibèrica han estat també descrites a la costa càntabra com a *Galernas* (Arasti 2001) i a les costes de Màlaga (Sánchez-Laulhé and Polvorinos 1995).

En les següents seccions examinarem circulacions mesoescalars a la Mediterrània nord-occidental amb moltes característiques similars a les CTDs clàssiques però que presenten escales temporals i espacials més curtes. Específicament, les CTDs mediterrànies examinades tenen escales horitzontals no majors de 200 km al llarg de la costa, 50 km perpendiculars a la costa i un temps de vida d'hores en comptes d'uns quants dies. A més a més, aquestes CTDs no porten associades boira o estrats baixos que finalment creen el contrast de densitat que força la creació de les CTWR (Rahn and Parish 2008). Tot i així, aquests episodis produeixen canvis sobtats en la direcció i força del vent que no sol ser ben simulat pels models numèrics de predicció operatius. La millora de la predicció d'aquests episodis és crítica, ja que s'han reportat diverses incidències a l'Aeroport de Barcelona - El Prat relacionades amb aquests episodis, sent el episodi del 10 de setembre del 2017 un cas d'excèpcional perillositat.

2. Metodologia

2.1. Descripció del model HARMONIE-AROME

El model HARMONIE-AROME (a partir d'ara HARMONIE per simplificar) és un model de mesoescala no hidroestàtic i *convection-permitting*. Aquest model s'ha utilitzat per simular i investigar dos casos on el sistema Tramuntana-Mestral genera CTDs a la Mediterrània nord-occidental (veieu el domini de la simulació a la figura III-2b). L'HARMONIE està desenvolupat per el consorci HIRLAM i està basat en el model AROME (Seity et al. 2011) del consorci ALADIN dins del marc de treball del consorci HIRLAM-ALADIN.

L'HARMONIE ha estat integrat cada 60 segons en un grid de 2.5 km de resolució horitzontal i 65 nivells verticals híbrids de sigma-pressió, amb major resolució vertical en

la baixa troposfera (21 nivells en els primers 1000 m) per tal de millorar la descripció de les zones més afectades pels processos mesoescalars. Amb aquesta resolució s'espera que l'HARMONIE pugui simular de forma suficientment acurada tant la capa fronterera com les interaccions de l'atmosfera amb els Pirineus i les serralades costaneres, les CTDs i els fluxos mesoescalars associats. A més a més, l'àrea de la simulació és suficientment àmplia com per incloure totes les circulacions mesoescalars relacionades amb el sistema Tramuntana-Mestral. Les simulacions d'HARMONIE s'han executat fins a 24 hores amb sortides cada hora, usant com a condicions de contorn el model global del ECMWF-IFS a T1279 (~16 km).

2.2. Experiments numèrics de sensibilitat

Per al cas del 30 de Març de 2013 s'han realitzat una sèrie d'experiments de sensibilitat del sistema Tramuntana-Mestral i les CTDs amb l'escalfament diabàtic variant la constant solar (S) de l'esquema de radiació d'ona curta de Morcrette (ECMWF 2016). Tot i que s'han simulat diversos experiments amb distintes S , ens centrarem a descriure els dos que ens han semblat més rellevants:

- (a) SW06: on la S és multiplicada per un factor de 0.6, és a dir, decreixent el seu valor original en un 40% i,
- (b) SW12: on la S és multiplicada per un factor de 1.2, és a dir, incrementant el seu valor original en un 20%.

2.3. Anàlisis dels mecanismes de forçament

Per tal d'estimar el balanç de forces dinàmica i validar que els mecanismes de forçament dels CTDs mediterranis són comparables als estudiats per Rahn and Parish (2008) hem calculat cada terme de l'equació del moviment horitzontal:

$$\underbrace{\frac{\partial V}{\partial t}}_{ACC} = \underbrace{-V \cdot \nabla V}_{ADV} \underbrace{-\nabla \Phi}_{PGF} \underbrace{-fk \times V}_{COR} + R \quad (III. 1)$$

simulada per l'HARMONIE a 1000 hPa. El terme de l'esquerra de l'equació III.1 correspon a l'acceleració local del vent horitzontal (ACC), el primer terme de la dreta és la advecció horitzontal del vent (ADV), el segon terme és la força bàrica (PGF), el tercer terme és la força de Coriolis (COR) i l'últim terme és el residu que inclou tant la fricció amb la superfície, la mescla turbulenta com la advecció vertical del vent.

3. Climatologia de les CTDs a l'aeroport de Barcelona

En ser les CTDs un fenomen mai estudiat a les costes catalanes és necessari primerament conèixer la seva distribució climatològica de forma que ens permeti caracteritzar els aspectes més rellevants d'aquests tipus d'episodis a la zona on més afectació tenen, que és a l'aeroport de Barcelona. Per a realitzar aquesta climatologia hem seleccionat els casos entre 2010 i 2016 on les ratxes de vent (definides com la mitjana mòbil màxima en 3 segons en 10 minuts) a l'Estació Meteorològica Automàtica (EMA) 0201D situada al centre meteorològic d'AEMET a Barcelona superaren els 14 m s^{-1} (50 km h^{-1}) quan la direcció estigués compresa entre els 20° i els 100° (entre NE i E). Per tal de filtrar els vents sinòptics de NE i quedar-nos només amb els vents associats als sistemes de Tramuntana-Mestral, a l'EMA de Reus, havia de bufar un vent entre 180° i 360° (associats al Ponent o al Mestral). Finalment es realitzà una inspecció visual de les dades observacionals (temperatura, humitat i vent) a l'estació de Barcelona per tal de comprovar la presència d'un canvi sobtat de massa d'aire per tal d'acceptar o rebutjar cada cas individualment. El llindar de 14 m s^{-1} es va escollir per tal de filtrar les entrades de NE suficientment fluixes com per tenir dubtes de la seva classificació i quedar-nos amb les que tenen conseqüències operacionals.

La taula III-1 mostra la llista d'episodis ocorreguts entre el 1 de gener de 2010 i el 1 de desembre de 2016. Destaquem primerament que la Tramuntana bufa de forma més sovint durant el semestre fred de l'any, quan la circulació sinòptica associada al jet polar es mou a latituds més baixes. Tot i així, com podem observar en la Figura III-3, la majoria d'episodis ocorren entre març i octubre. Això suggereix un comportament estacional centrat en l'estació càlida. És destacable a més a més que les CTDs ocorren més habitualment a la primavera que a l'estiu central, això és degut a l'estacionalitat de la Tramuntana. Per altre banda, s'observa que l'arribada de les CTDs a Barcelona ocorre habitualment per la tarda i el vespre. Tots dos factors suggereixen que l'escalfament de la terra és un ingredient clau per a que les CTDs es desenvolupin.

Un examen qualitatiu basat en anàlisis sinòptiques i mesoescalars operatives, així com en imatges de satèl·lit ens portà a classificar les CTDs en dos tipus de patrons sinòptics preferents:

- (a) Les CTDs vinculades al **patró A** estan relacionades amb un tàlveg a 500 hPa creuant el nord de la Península Ibèrica així com al seu front fred associat. Quan el front en superfície arriba al Golf de Lleó, l'aire fred s'estén per tot el Mar Balear, formant un front d'escala meso-alfa que finalment arriba a Barcelona. Aquest

patró és sovint associat amb les entrades de NE sobrepassant la marinada del sud-oest.

- (b) Les CTDs vinculades al **patró B** ocorren quan el tàlveg a 500 hPa ja ha creuat la Península Ibèrica i es troba situat sobre el mar Mediterrani. La circulació a nivells baixos darrere el tàlveg flueix des de l'oest o el nord-oest. La Tramuntana bufa directament cap al mar Mediterrani. Hem observat que tots els casos dins d'aquest patró presenten núvols convectius amb fronts de ratxa movent-se cap al sud i formant un mesofront que finalment és capaç d'arribar a Barcelona. Durant aquest patró, les entrades de NE sovint sobrepassen un vent de ponent ben establert.

Taula III-1. Climatologia d'entrades de NE que sobrepassen els 14 m s^{-1} (50 km h^{-1}) a Barcelona entre el 2010 i el 2016. ⁽¹⁾ indica el cas d'estudi de Gonzalez i Pascual (2013) i ⁽²⁾ els casos estudiats en la següent secció (ES10 i ES13).

ID	Data	Temps	Ratxa (m/s)	Direcció	Esquema sinòptic
ES01	17/10/2010	15:40:00	15	68	Mixt
ES02	17/07/2011	11:30:00	16,3	83	A
ES03	26/08/2011	18:40:00	15,3	95	A
ES04	19/10/2011	21:00:00	14,1	76	A
ES05	05/03/2012	16:20:00	15,7	74	Mixt
ES06	19/04/2012	19:10:00	14,3	74	A
ES07 ⁽¹⁾	12/06/2012	16:10:00	23,2	72	B
ES08	21/06/2012	19:10:00	14,8	86	A
ES09	24/02/2013	16:40:00	15	87	—
ES10 ⁽²⁾	30/03/2013	17:10:00	15,6	81	B
ES11	02/04/2013	16:50:00	15,5	69	B
ES12	08/04/2013	17:00:00	14,4	77	B
ES13 ⁽²⁾	28/05/2013	15:20:00	18,8	69	A
ES14	26/2/2014	18:00:00	15,2	73	B
ES15	29/6/2014	19:10:00	14,7	87	B
ES16	20/7/2014	18:10:00	17	81	B
ES17	29/7/2014	14:10:00	20,2	84	B
ES18	13/8/2014	9:40:00	15,8	86	A
ES19	1/12/2014	0:30	15,7	84	—
ES20	15/5/2015	14:20:00	18,4	68	B
ES21	15/8/2015	16:30:00	14,9	85	B
ES22	24/8/2015	16:50:00	14	64	A
ES23	2/3/2016	20:30:00	14,1	100	A
ES24	23/4/2016	16:10:00	14,9	76	B
ES25	22/5/2016	18:30:00	14,1	98	A
ES26	29/5/2016	19:00:00	14,9	75	B
ES27	17/9/2016	20:10:00	14,9	90	B
ES28	25/9/2016	17:30:00	17	40	B

Dels 28 episodis identificats entre el 2010 i el 2016, quatre (14 %) no han pogut ser classificats com a patró A o patró B (episodis E01, E05, E09 i E19). Dos d'ells (E01 i E05) presenten característiques mixtes dels dos patrons però sense preponderància de cap d'ells; els altres dos (E09 i E19) són produïts per una mesobaixa a l'est de Catalunya que portà aire fred des del Golf de Lleó. En aquest segon cas, tot i que l'efecte observat és idèntic, la situació sinòptica és completament diferent. Per tal de descriure amb més detall les característiques de les CTDs més habituals (les que han estat classificades en els patrons A o B) hem estudiat a fons dos episodis característics, un per a cada patró.

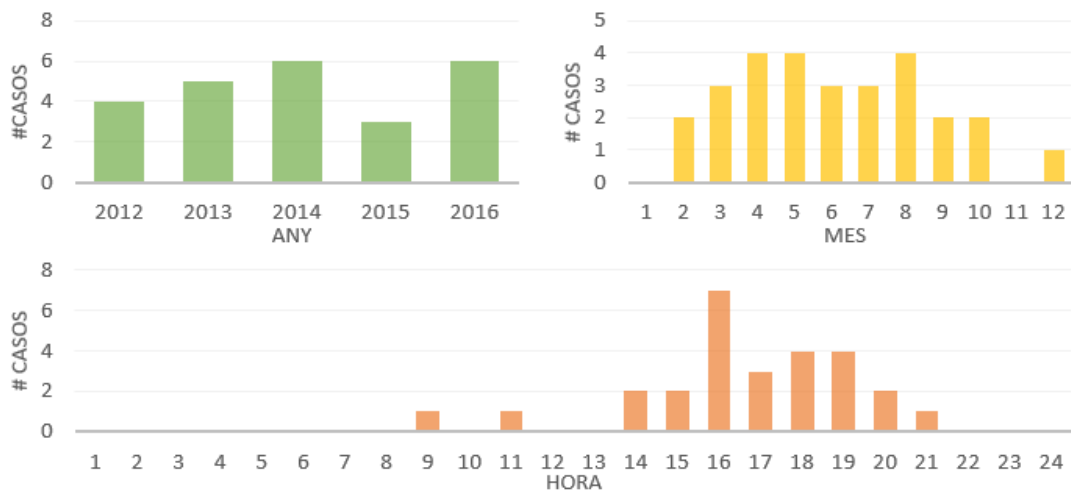


Figura III-3. Histograma de les entrades de NE segons any (dalt-esquerre), mes (dalt dreta) i hora local (a baix).

4. Casos d'estudi

En aquesta secció examinem dos*cc casos d'estudi de CTDs que afectaren a l'aeroport de Barcelona, en concret, els casos del 28 de maig de 2013 i del 30 de març del 2013 mitjançant simulacions d'HARMONIE per tal d'analitzar els forçaments que generen els CTDs del tipus A i del tipus B respectivament.

4.1. 28 de maig de 2013

4.1.1. Descripció sinòptica

La figura III-4a mostra l'anàlisi sinòptic del dia 28 de maig de 2013 a les 12:00 UTC. Al nivell de 500 hPa s'observa un tàlveg ben definit amb un nucli fred sobre el nord de França. L'eix del tàlveg s'estén fins a la Península Ibèrica. Així, el Mediterrani nord-occidental se situa aigües avall del tàlveg, sota un flux difluent a nivells mitjans i alts amb

un intens gradient de temperatura creuant els Pirineus de nord-oest a sud-est. El fort gradient de temperatura també s'observa a 850 hPa al voltant dels Pirineus i el Golf de Lleó i indicant la presència d'un front fred (Figura III-4b). Darrere del front, el sistema de vents Tramuntana-Mestral es desenvolupa. Un fort gradient de pressió a nivell del mar entre un anticicló situat sobre les Açores i un sistema de baixes pressions situat sobre el Canal de la Mànega, porta un fort i llarg flux de nord-oest cap als Pirineus. El camp de pressió a nivell del mar sinòptic es veu pertorbat sobre dels Pirineus generant el característic dipol orogràfic de pressió formada per la serralada.

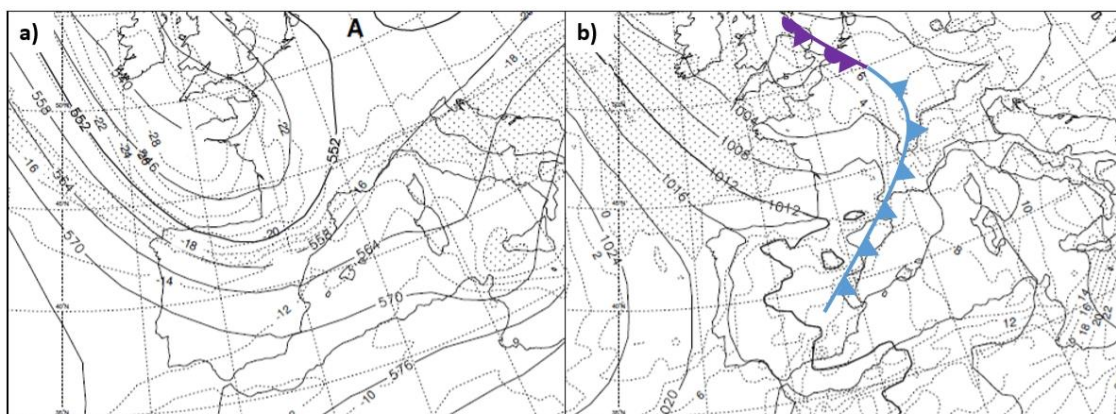


Figura III-4. Anàlisi sinòptic del ECMWF del 28 de maig de 2013 a les 12:00 UTC. a) Isohipses (línies contínues, en gpm) i temperatura (línies discontinues, en °C) a 500 hPa. b) pressió a nivell del mar (línies contínues, en hPa), temperatura a 850 hPa (línies discontinues, en °C) i fronts en superfície.

4.1.2. Evolució mesoescalar

A la figura III-5 es mostra l'evolució de l'episodi a partir de les imatges de satèl·lit del canal HRVIS del Meteosat Segona Generació (MSG) juntament amb les simulacions del model HARMONIE. Les imatges de l'HRVIS (figura III-5a) mostren força nuvolositat a les 12:00 UTC sobre una gran àrea del Mediterrani nord-occidental, principalment a l'interior, i cèl·lules obertes sobre el Pirineu occidental, associades amb la massa d'aire fred. Tot i que no hi ha moltes ombres, ja que el sol és a prop del seu zenit, es pot observar la presència d'un filament de núvols en forma de corda més desenvolupats que la resta. Aquests núvols coincideixen amb una zona de forta convergència en forma d'arc que simula l'HARMONIE (figura III-5b), i que està relacionada amb un canvi abrupte de temperatura pseudo-equivalent que arriba a valors de fins a 10 K en uns pocs km. Aquests canvis tan abruptes en la temperatura pseudo-equivalent (θ_{ep}) indiquen la

presència de fronteres que delimiten masses d'aire, i que es troben allà on es formen les zones de convergència en forma de corda (figura III-5b). La figura III-5c mostra la presència d'una pertorbació en forma de dipol mesoescalar del camp d'altura geopotencial a 1000 hPa, i una asimetria en el patró de vents entre la Tramuntana i el Mestral, consistent amb els estudis previs de Bénech et al. (1998) i Koffi et al. (1998), respectivament.

D'acord amb la simulació de l'HARMONIE, tres masses d'aire col·lionen formant una zona de convergència en forma de "Y" sobre Catalunya. La figura III-6 mostra la temperatura a 1000 hPa i la humitat específica de cada massa d'aire a les 16:00 UTC. Ambdues variables defineixen la θ_{ep} dibuixada en la figura III-5e. L'escala de colors contínua d'aquestes variables realça el canvi abrupte que es dona en les fronteres entre les masses d'aire. Així, la massa d'aire de la Tramuntana (TrAM) es freda i seca, amb una temperatura al voltant dels 287 K i una humitat específica per sota dels 7 g kg^{-1} . Aquesta massa d'aire està relacionada amb forts vents del nord que generen la Tramuntana. Per altra banda, la massa d'aire del Mestral o el Cerç (CiAM) és molt seca (per sota dels 4 g kg^{-1}), i càlida (293 K), particularment a la sortida de l'Ebre.

Com s'ha explicat a la Secció III-1.2, tant la TrAM com la CiAM tenen un origen comú sobre l'oceà atlàntic, i es formen quan la massa d'aire Atlàntica es forçada a moure's al voltant dels Pirineus. Per una banda la TrAM reté quasi tota la seva humitat i temperatura al creuar per una depressió plana i baixa. Per l'altre, la CiAM perd quasi tota la seva humitat quan creua sobre les muntanyes basques a l'oest del Pirineu, i s'escalfa diabàticament durant les hores diürnes a mesura que descendeix la Vall de l'Ebre (veure la figura III-5). Per la nit, aquest aire sec perd ràpidament la calor (no es mostra) seguint el cicle diürn. La massa d'aire restant, situada sobre el Mar Mediterrani (figura III-6) és la massa d'aire mediterrània (MedAM) descrita per primera vegada en el treball clàssic de Jansà (1959). La MedAM és la massa d'aire més representativa durant l'estació càlida sobre el Mar Mediterrani quan l'aire a capes baixes queda relativament estancat, i es caracteritza per una gran quantitat d'humitat a nivells baixos amb valors que sobrepassen els 9 g kg^{-1} i per temperatures que són lleugerament més altes que les de la TrAM. Si considerem que la flotabilitat de la MedAM és zero, la TrAM té flotabilitat negativa al tenir temperatures potencials més baixes, mentre que la CiAM presenta flotabilitat positiva al caracteritzar-se per temperatures potencials més altes. En general els canvis en la humitat contribueixen més a la θ_{ep} que els canvis en la temperatura; així es mostra a la

figura III-5, on la TrAM i la CiAM tenen valors baixos de θ_{ep} , a diferencia de la MedAM que presenta valors alts.

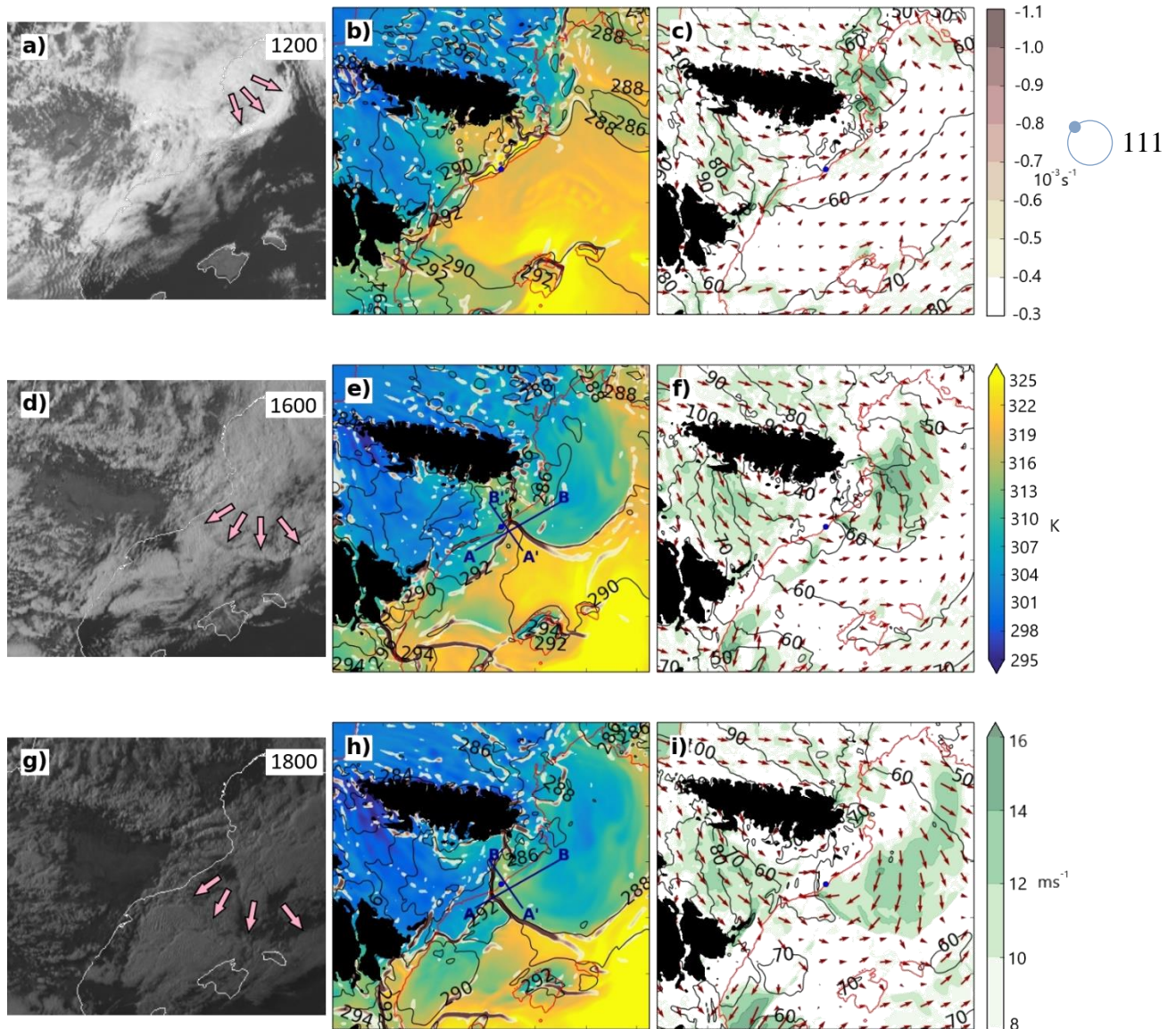


Figura III-5. Evolució de l'episodi del 28 de maig de 2013 a les 12:00, 16:00 i 18:00 UTC. Els panells a,d,g mostren les imatges de MSG HRVIS. El mesofront està senyalat amb fletxes roses. Els panells b,e,h mostren la temperatura pseudo-equivalent (colors), la temperatura potencial (línies negres) i les zones de convergència per sobre de $0.3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (en grisos) simulades. Els panells c,f,i mostren la direcció del vent (fletxes), velocitat (colors) i el geopotencial a 1000 hPa (línies negres) simulat. Les elevacions sobre els 1000 m s'han ombrejat en negre. Les seccions transversals de la figura III-7 s'indiquen en els panells e i h.

Les imatges d'HRVIS en la figura III-5d mostren l'avanç de la TrAM en forma de mesofront a expenses de la MedAM i la CiAM a les 16:00 UTC. En les seccions transversals paral·leles a la costa (figura III-7a) l'HARMONIE mostra una diferència tèrmica d'uns $3 \text{ }^\circ\text{C}$ entre la TrAM i la MedAM, suggerint que el flux és forçat pel contrast

tèrmic en forma de corrent de densitat on la TrAM actua com una bossa d'aire fred escampant-se pel Mediterrani. A partir de les 16:00 UTC, sobre el front de la tramuntana, l'HARMONIE simula un reforçament del vent al voltant de la costa, mentre que a mesura que s'endinsa cap al mar el flux s'afebleix, tal i com faria una CTD. Darrere del front de la Tramuntana, el vent és fort i s'orienta paral·lel a la costa dirigint-se cap al sud-oest (figura III-5f). Tot i així, simula un petit component cap a terra que pot estar associat tant a l'efecte de curvatura com a l'efecte de Coriolis —consistent amb els estudis previs de Campins et al. (1995)— així com al flux tèrmic cap a terra. Aquest petit component cap a terra serà un element clau en la generació dels CTDs.

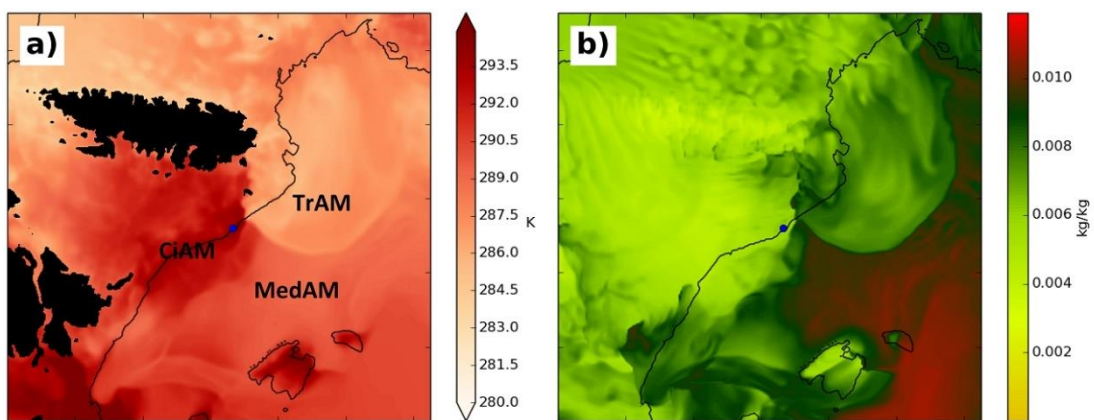


Figura III-6. a) Temperatura potencial i b) humitat específica simulada per l'HARMONIE el 28 de maig de 2013 a les 16:00 UTC a 1000 hPa. El punt blau indica la posició de la ciutat de Barcelona.

D'acord amb les dades observacionals mostrades a la figura III-8, una entrada del NE arribà a Barcelona a les 15:20 UTC. En pocs minuts, el vent girà i s'intensificà fins a assolir ratxes de 18.8 m s^{-1} (67.7 km h^{-1}), i la temperatura baixà 3.8 °C en 10 minuts i 6 °C en 30 minuts. Tot i així, l'HARMONIE a les 16:00 UTC situa el front encara al nord de Barcelona, amb una hora de retard respecte a les observacions. Tot i que hi ha diferències importants com ara la velocitat del front, podem observar que en general l'HARMONIE reproduïx bé el seu moviment. La comparació del vent simulat a 1000 hPa i les dades observacionals del escateròmetre avançat (ASCAT) del satèl·lit METOP al passar per la zona a les 20:24 i a les 21:00 UTC (no es mostra) dona suport a la consistència de la simulació amb les dades observacionals. Això indica que

l'HARMONIE és capaç de simular els mecanismes de forçament claus de l'episodi, tot i que alguns poden estar subestimats.

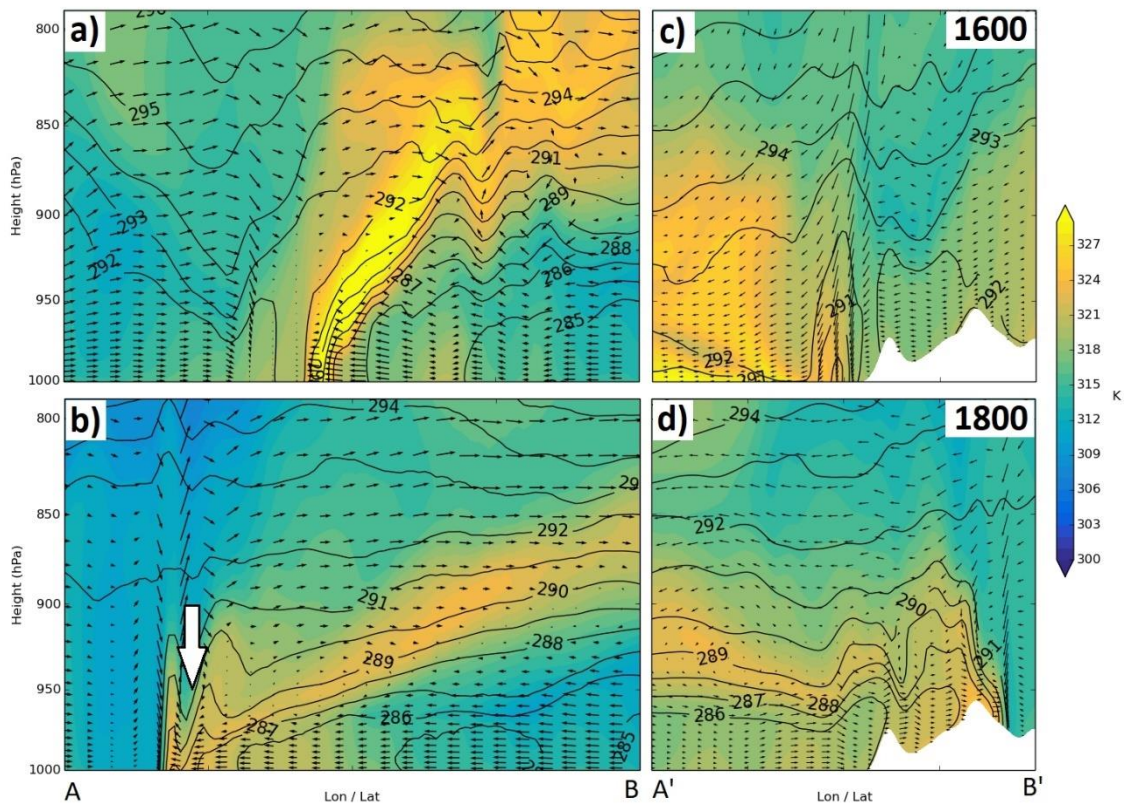


Figura III-7. Seccions transversals de la temperatura pseudo-equivalent (colors), vent projectat al pla transversal (fletxes) i temperatura potencial (línies negres) al llarg dels segments AB (a i c) i els segments A'B' (b i d) mostrats en les figures III-5e,h per al 28 de maig de 2013 a les 16:00 UTC (a,b) i a les 18:00 UTC (c,d).

4.1.3. Anàlisi de les seccions transversals

La secció transversal paral·lela a la costa a les 16:00 UTC en la Figura III-7a mostra una estratificació molt estable sobre l'aire darrere del front, que presenta una estructura en forma de corrent de densitat. El cap i el cos d'aquesta corrent de densitat arriben aproximadament als 850 hPa. El cap s'identifica en la imatge de l'HRVIS com un núvol en forma de corda (figures III-5a,d) a conseqüència de l'elevació forçada. En canvi, l'ambient fortament estratificat al darrere d'ell no permet elevacions importants sobre una capa densa. Degut a la estabilitat estratificada, algunes ones de Kelvin-Helmholtz es desenvolupen darrere del front incrementant la mescla turbulenta entre la MedAM (per sobre) i la TrAM (per sota), de forma molt similar a les simulacions numèriques descrites

per Xu et al. (1996). El nombre de Richardson varia entre 0.20 i 0.50, indicant condicions favorables per les desenvolupament d'instabilitat de Kelvin-Helmholtz.

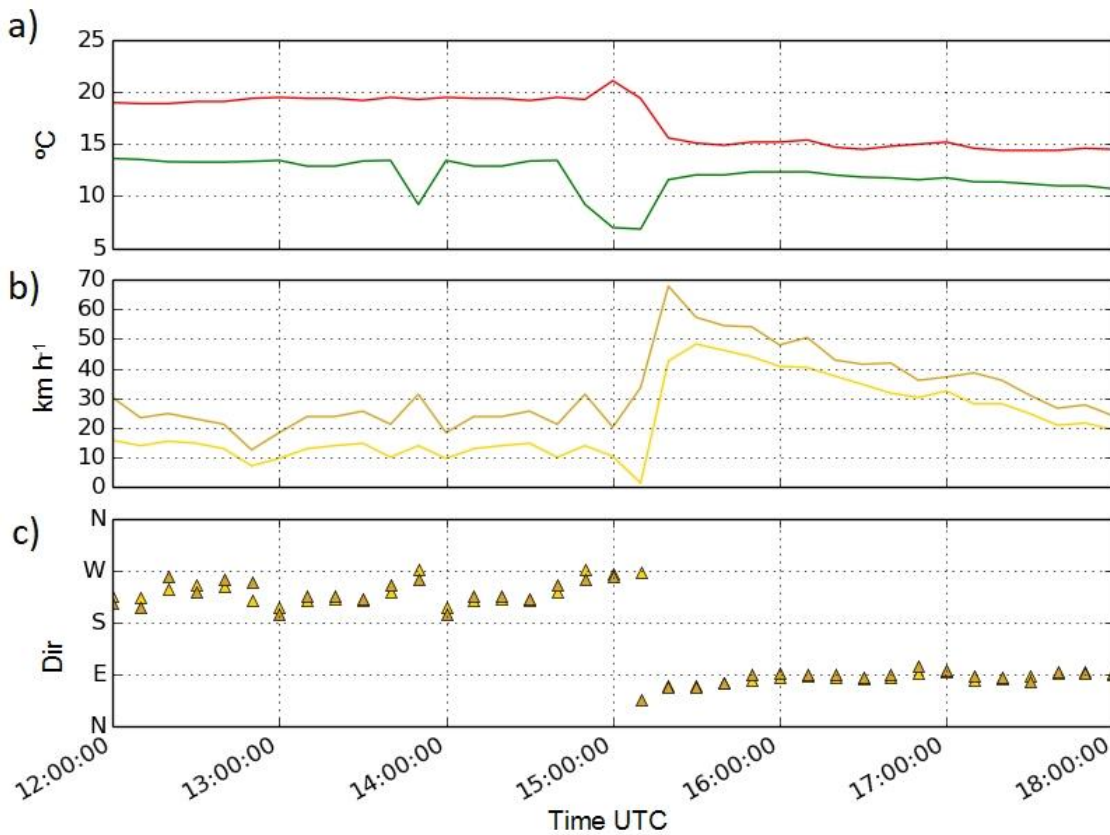


Figura III-8. a) Temperatura (vermell) i temperatura del termòmetre humit (verd), b) velocitat del vent (groc) i ratxes (marró) i c) direcció del vent (groc) i de les ratxes (marró) observats per la EMA 0201D situada a Barcelona el 28 de maig de 2013.

Les figures III-5h,i mostren la interacció entre les 3 masses d'aire simulades per l'HARMONIE a les 18:00 UTC, quan el mesofront col·lisiona amb la CiAM, tal i com es veu en les observacions del satèl·lit (figura III-5g). En aquest moment la frontera de la TrAM incrementa la diferència tèrmica fins a 5 K i la convergència s'intensifica. La figura III-7b mostra que la CiAM, amb menor flotabilitat, és forçada a sobreposar-se per damunt del front, incrementant l'estabilitat estàtica de la columna d'aire darrere del front, que implica una reducció la alçada de la capa fronterera i a un esmorteïment de les ones de Kelvin-Helmholtz (vegi's les fletxes blanques). En canvi, el cap de la corrent de densitat s'aprofundeix i sobrepasa els 800 hPa, probablement degut al cisallament vertical del vent que apunta en direcció al moviment de la corrent (Xue 2000). Cal tenir en compte que la simulació de l'HARMONIE presenta una pertorbació major del camp de vent a les

18:00 UTC (figura III-5i) associada a la frontera tèrmica entre la TrAM i la MedAM (figura III-5h). Aquesta s'estén cap al mar uns 50 km, que aproximadament correspon al radi de Rossby per a aquest flux (Taula III-2), el qual és dinàmicament coherent amb les CTDs.

La figura III-7c mostra la secció transversal A'B' a les 16:00 UTC just abans de l'arribada de la corrent de densitat, i il·lustra que la MedAM es restringeix a les capes més baixes de l'atmosfera sobre el mar, amb un debíl vent transversal a la costa. Més cap a l'interior, la CiAM es dirigeix ràpidament cap a la costa. A les 18:00 UTC, després que el front creui la secció A'B' (figura III-7d), acaba quedant una fina capa de la MedAM (θ_{ep} alta) per sobre la TrAM més densa i per sota la CiAM menys densa. Darrere del front, la desacceleració del vent i la interrupció de la capa límit marina suggereix un bloqueig del vent direcció a terra a causa de les muntanyes.

Al final de l'episodi, el front avança estacionàriament fins a les 20:00 UTC quan de cop, el front es frena i el vent disminueix. El front simulat esdevé estacionari a les 22:00 UTC a uns 100 km al sud de Barcelona. Val la pena remarcar que la θ i la θ_{ep} de la CiAM, a diferència de la TrAM i la MedAM, disminueixen un quants graus per la tarda (no es mostra) degut al refredament diabàtic associat al cicle diürn i a la baixa quantitat d'humitat present en la massa d'aire. En conseqüència, es dona una disminució del contrast tèrmic i per tant en la diferència de densitat de la frontera, que afebleix la CTD i finalment l'atura.

4.1.4. Anàlisi d'escala

Un càlcul aproximat mostra que la freqüència de Brunt-Väisälä (N) en la capa límit de la corrent de densitat és d'uns $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$, indicant una gran estabilitat a aquesta capa. L'anàlisi d'escala mostra que el règim hidrodinàmic per les condicions orogràfiques:

- (a) Està quasi bloquejat per la Serralada Litoral amb valors del nombre de Froude de muntanya (Fr_m) i del nombre de Burger (B) de 1.1 i 9 respectivament en la taula 2
- (b) Està totalment bloquejat per la Serralada Prelitoral amb valors de $Fr_m \sim 0.3$ i $B \sim 15$.

Els valors per la serralada litoral són molt pròxims als valors de màxima resposta al bloqueig descrit per Overland and Bond (1995) que es donen quan $Fr_m \sim 1$ i $B > 1$.

Taula III-2. Anàlisi d'escala per a cada cas d'estudi, incloent el vent incident (U), la freqüència de Brunt-Väisälä (N), l'alçada (H) i longitud (L) característiques de la muntanya, el nombre de Froude de muntanya (Fr_m), el nombre de Burger (B) i el radi de Rossby (L_R)

Serralada		U	N	H	L	Fr_m	B	L_R
		[ms ⁻¹]	[s ⁻¹]	[m]	[m]	$UN^{-1}H^{-1}$	$HNf^{-1}L^{-1}$	$HNf_m f^{-1}$
								[m]
28 maig 2013	Litoral	5	1,50E-02	300	5000	1,1	9,0	50000
	Prelitoral	5	1,50E-02	1000	10000	0,3	15,0	50000
30 març 2013	Litoral	5	2,00E-02	300	5000	0,8	12,0	50000
	Prelitoral	5	2,00E-02	1000	10000	0,3	20,0	50000

4.1.5. Anàlisi dels forçaments

La figura III-9a mostra els termes de l'equació del moviment a les 16:00 UTC quan el front simulat és madur i no ha arribat a Barcelona encara. El major gradient en el camp d'alçada geopotencial i el vent convergent determina la posició del front. A la part sud-oest del gràfic, on la CiAM és present, el terme d'advecció es dominant i apunta cap a l'est. El residu s'oposa a l'advecció i el flux queda quasi en balanç. En la part sud-est del gràfic, corresponent a la MedAM, el balanç del vent és quasi-geostròfic (la força bàrica contraresta la força de Coriolis, cancel·lant l'acceleració). El front de la TrAM és accelerat principalment per la fora bàrica cap al sud-oest seguint el fort gradient de pressió que es dona en el front de la corrent de densitat. Els components advectionals i del residu compensen part del forçament bàric. Darrere del front, una dèbil força de Coriolis aplica un petit gir del vent costaner cap a terra. L'anàlisi d'escala del nombre de Rossby, al voltant de 1 ($V \sim 10 \text{ m s}^{-1}$ i $L \sim 100 \text{ km}$) suggereix que les forces rotacionals poden afectar lleugerament al flux.

A les 19:00 (figura III-9b), darrere del front, on la TrAM ha quedat ben establerta, el balanç esdevé antitríptic (Schaefer and Doswell 1980), de forma que el residu compensa la força bàrica. Aquesta anàlisi suggereix que els forçaments a nivells baixos durant aquest episodi són molt similars als de la CTWR estudiada per Rahn and Parish (2008) tot i que les causes inicials són molt diferents: el flux fred de la Tramuntana dona origen a aquesta CTD Mediterrània, mentre que el refredament radiatiu d'ona llarga en la regió ennuvolada dona origen a la CTWR estudiada per (Rahn and Parish 2008). Tots aquests indicis ens porten a concloure que aquest episodi es consistent amb una corrent de densitat ageostròfica que queda atrapada a la costa.

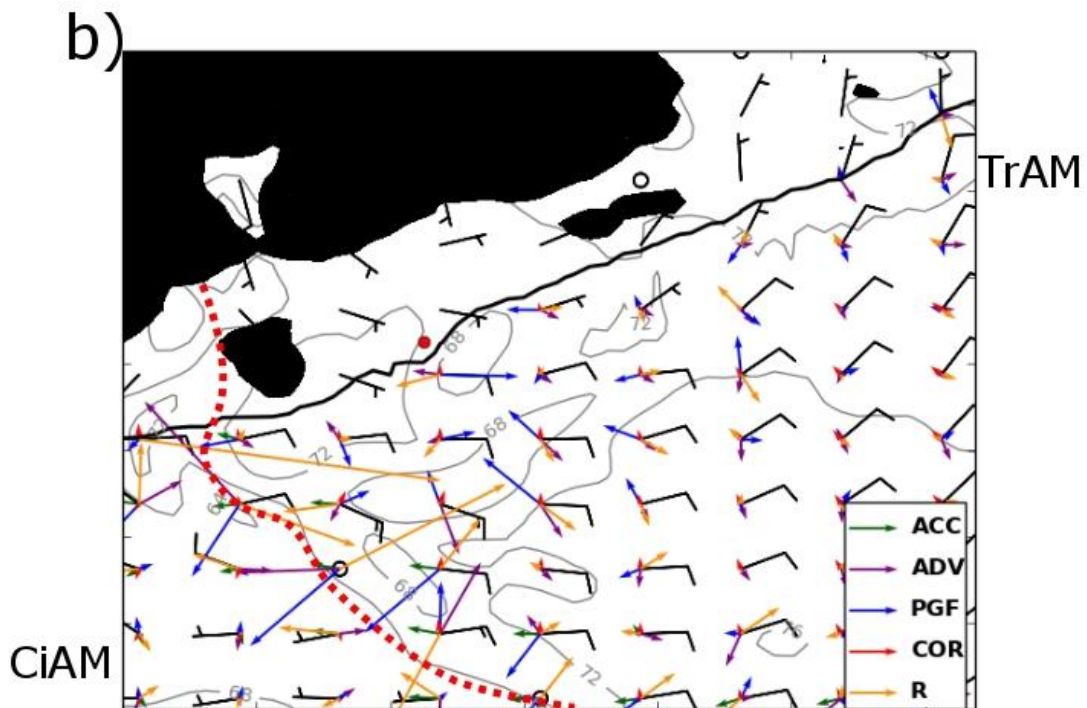
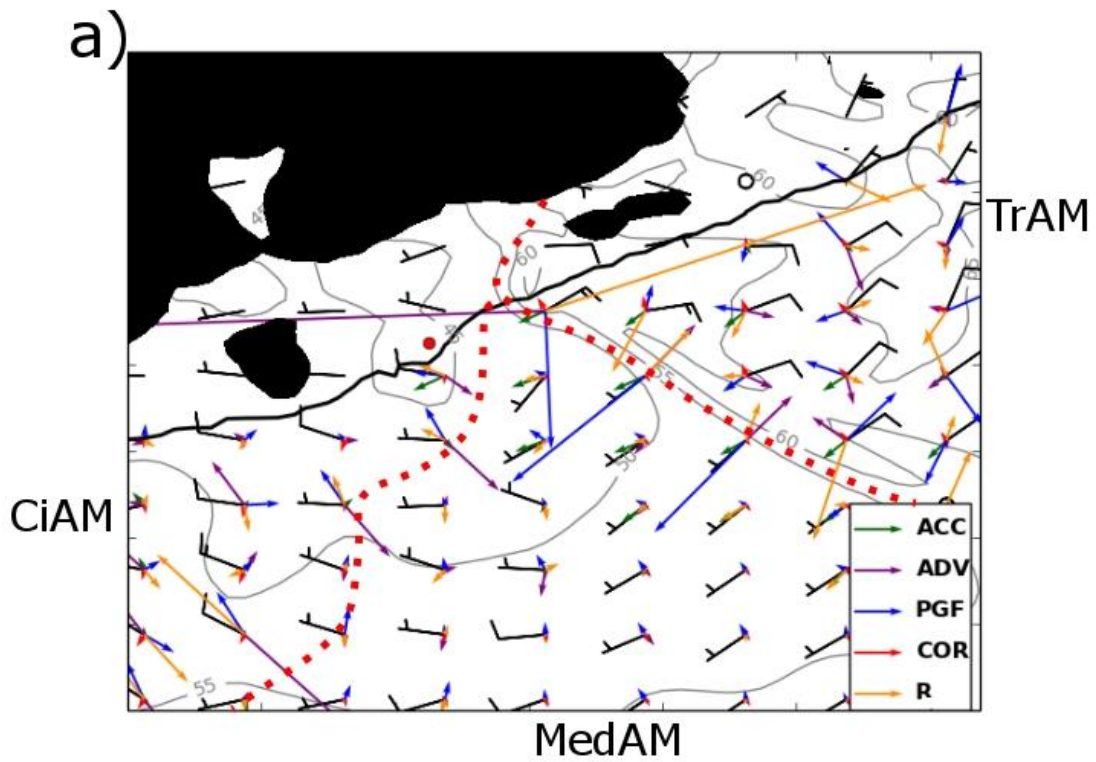


Figura III-9. Vents (barbes, en m s⁻¹), alçada geopotencial a 1000 hPa (línies grises, en gpm) i vectors que representen els termes de l'equació del moviment (veure llegenda) simulats per l'HARMONIE el 28 de maig de 2013 a les a)16:00 UTC i b)19:00 UTC. La línia discontinua vermella delimita les diferents masses d'aire etiquetades al costat.

4.2. 30 de març de 2013

4.2.1. Descripció sinòptica

L'anàlisi de temperatura i geopotencial a 500 hPa el 30 de març de 2013 a les 12:00 UTC (figura III-10a) mostra un ampli tàlveg amb l'eix situat a l'est de la Península Ibèrica. En aquest cas, la costa del mediterrani nord-occidental està, per tant, situada aigües amunt del tàlveg i a l'est d'una petita dorsal situada a l'oest de la Península. L'aire fred en alçada advectionat pel tàlveg proporciona un ambient idoni per al desenvolupament de la convecció profunda. A nivells baixos (figura III-10b) un sistema d'altres pressions relatives situat al sud-oest de la Península Ibèrica juntament amb la depressió situada sobre el golf de Gènova, generen un intens gradient de pressió que produeix un fort flux de vent des de l'Oceà Atlàntic dirigit directament cap a Itàlia. Per tant, a l'inici de l'episodi, el sistema de vents Tramuntana – Mestral està ja ben desenvolupat sobre el Mediterrani Nord-Occidental com suggereix la presència d'una meso-baixa ben marcada a sotavent dels Pirineus (figura III-10b).

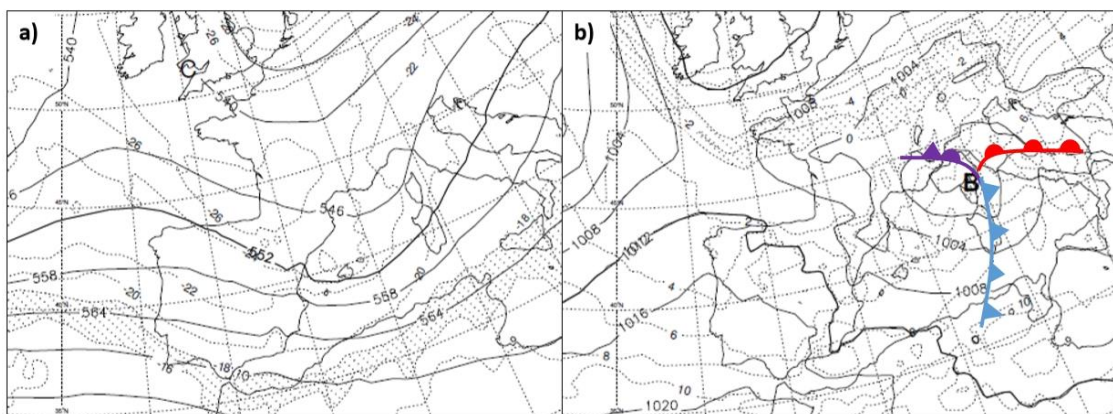


Figura III-10. Com en la figura III-4 però pel 30 de març de 2013 a les 12:00 UTC.

4.2.2. Evolució mesoescalar

La seqüència de l'HARMONIE durant les primeres 6 hores del dia per aquest cas, mostra com la Tramuntana i el Mestral escombren de matinada la MedAM. La simulació sembla consistent amb el camp de vents derivat de les observacions de l'ASCAT a les 9:21 i a les 10:06 UTC (no es mostra). A diferència de l'episodi del 28 de maig de 2013, en aquest cas, a les 13:00 UTC (figura III-11) no s'observen tres masses d'aire ben definides sinó dues. D'acord amb les característiques a nivells troposfèrics baixos (figura III-12), les masses d'aire al nord i al sud dels Pirineus s'identifiquen com a TrAM i CiAM,

respectivament. Com en el cas anterior, la CiAM es pot descriure com una massa d'aire seca i càlida mentre que la TrAM és relativament freda i lleugerament seca. La major nuvolositat sobre la TrAM ens permet diferenciar-la de la CiAM en el HRVIS a les 13:00 UTC (figura III-11a). Les dues masses d'aire queden separades per una línia de cisallament, una característica sovint present en la Tramuntana (Jansá 1987).

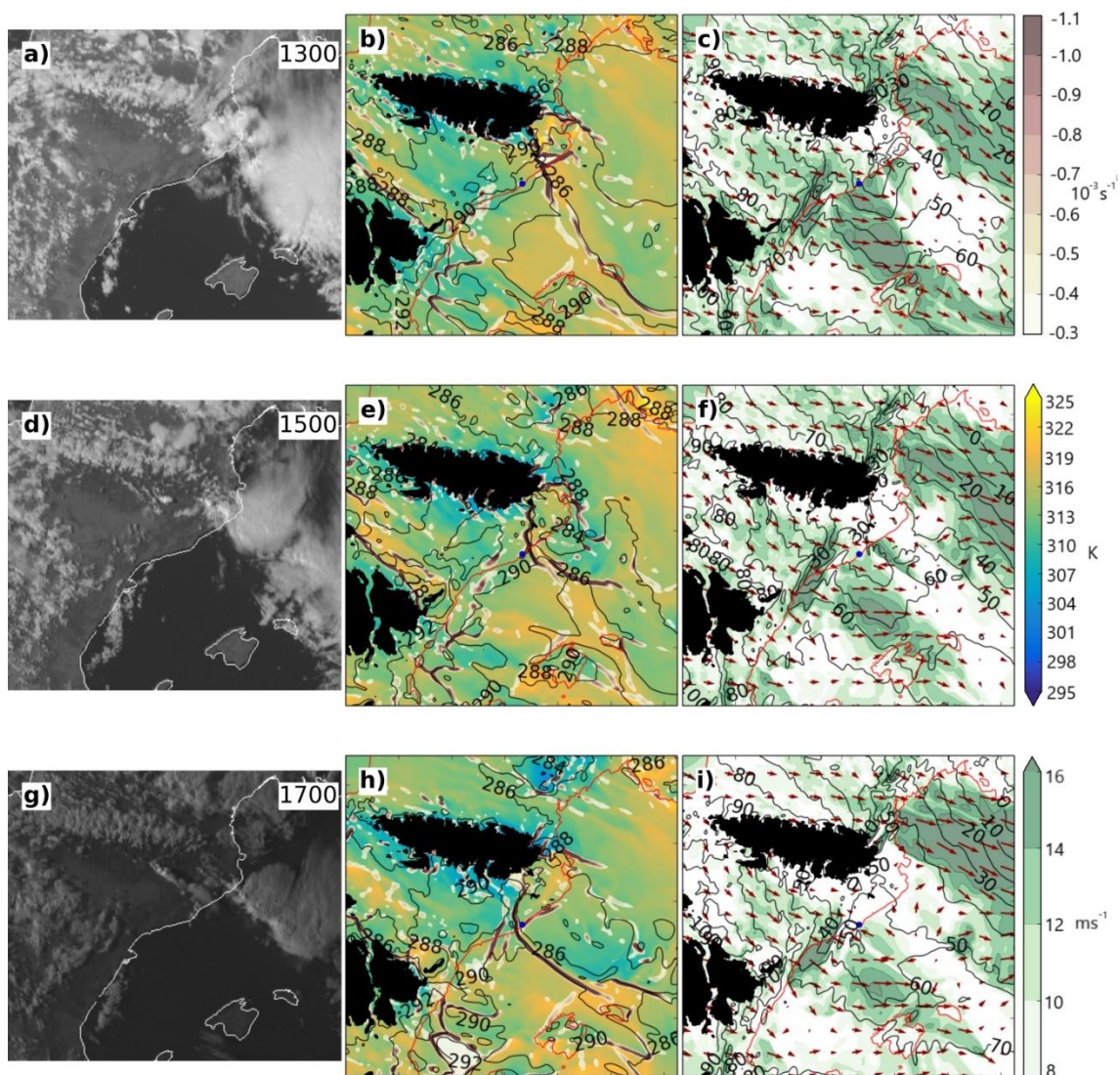


Figura III-11. Com en la figura III-5 però pel 30 de març de 2013 a les 13:00, 15:00 i 17:00 UTC.

Les imatges de satèl·lit mostren com, sobre el Pirineu Oriental català, la convecció es dispara degut a l'escalfament diürn i a la convergència a nivells baixos (figura III-11d). Dins de la TrAM, les diferents tempestes generen fronts de ratxa per davant de bombolles d'aire fred en superfície que s'observen per petites perturbacions en el camp d'alçada geopotencial i que surten de la zona convectiva progressant cap al sud (no es mostra).

Aquestes masses d'aire fred convectives refreden encara més la capa a nivells baixos propers a la línia de convergència amb la CiAM i enforteixen el contrast tèrmic amb aquesta (el refredament extra és d'uns 2 K d'acord a les figures III-11b,e). Segons la simulació a les 15:00 UTC (figura III-11e), quan la diferència de temperatura entre l'aire fred convectiu i la CiAM arriba a 5 K, la línia de convergència comença a avançar cap al sud-oest en forma de corrent de densitat, i es forma una CTD sobre la costa (figura III-11f).

En aquest cas, s'observa com la corrent de densitat no està directament relacionada amb la Tramuntana, ja que la TrAM es manté separada de l'aire fred convectiu de les tempestes. L'aire convectiu s'observa clarament en la figura III-12 com una massa d'aire molt freda (284 K a 1000 hPa), ben delimitada de la TrAM, dirigint-se cap al sud-oest contra la CiAM. Aquesta és una diferència molt significativa respecte el cas previ on l'origen de l'aire fred és totalment no convectiu. Aquest cas és per tant més similar al del 12 de juny de 2012 (Gonzalez i Pascual 2013), on s'observa un flux convectiu similar, on la corrent de densitat es produeix a partir del front de ratxa. Ambdós casos, tenen el mateix patró sinòptic definit com a B en la secció III-3.

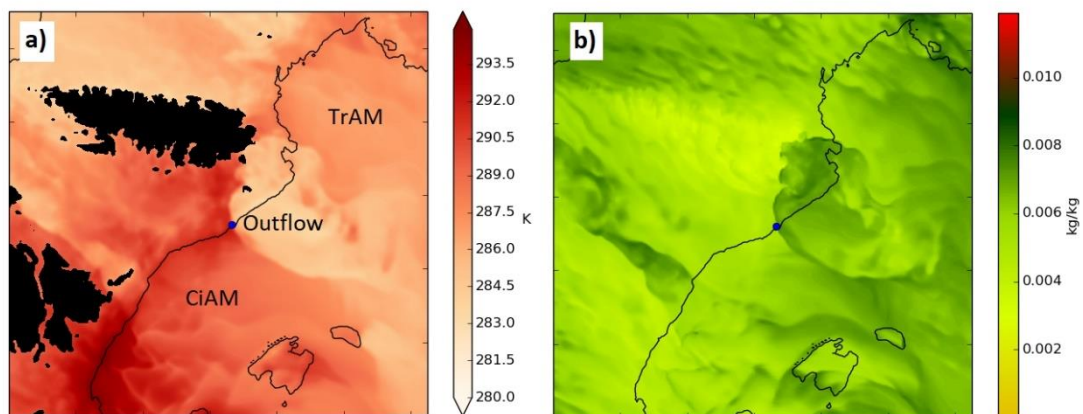


Figura III-12. Com en la figura III-6 però pel 30 de març de 2013 a les 15:00 UTC.

Les figures III-11d i g mostren que la frontera d'aquest flux convectiu no general nuvolositat, i no s'observa cap senyal en el canal HRVIS que reveli la seva presència. Desafortunadament, a diferència de la matinada, no hi ha observacions disponibles de l'ASCAT durant el període en el que les CTD es van desenvolupar, i per tant no es possible comparar el model amb observacions per teledetecció. Per tant hem de fixar-nos

en les observacions instrumentals per localitzar el front de ratxa. Com s'observa en la EMA de Barcelona (figura III-13), el mesofront arribà a les 16:40 UTC quan el vent de l'oest va canviar de cop a nord-est a mesura que la seva velocitat augmentava. Curiosament, les ratxes de vent no mostren un increment significatiu respecte el vent de ponent anterior; això és degut a que el vent de ponent a Barcelona és molt ratxejat, en comparació a la velocitat mitjana, mentre que el gregal ho és menys. Com a conseqüència de l'entrada de nord-est, la temperatura baixà de cop 5 °C en 40 minuts. En aquesta ocasió, a diferència de la CTD del 28 de maig de 2013, el front arribà lleugerament després que en les simulacions de l'HARMONIE.

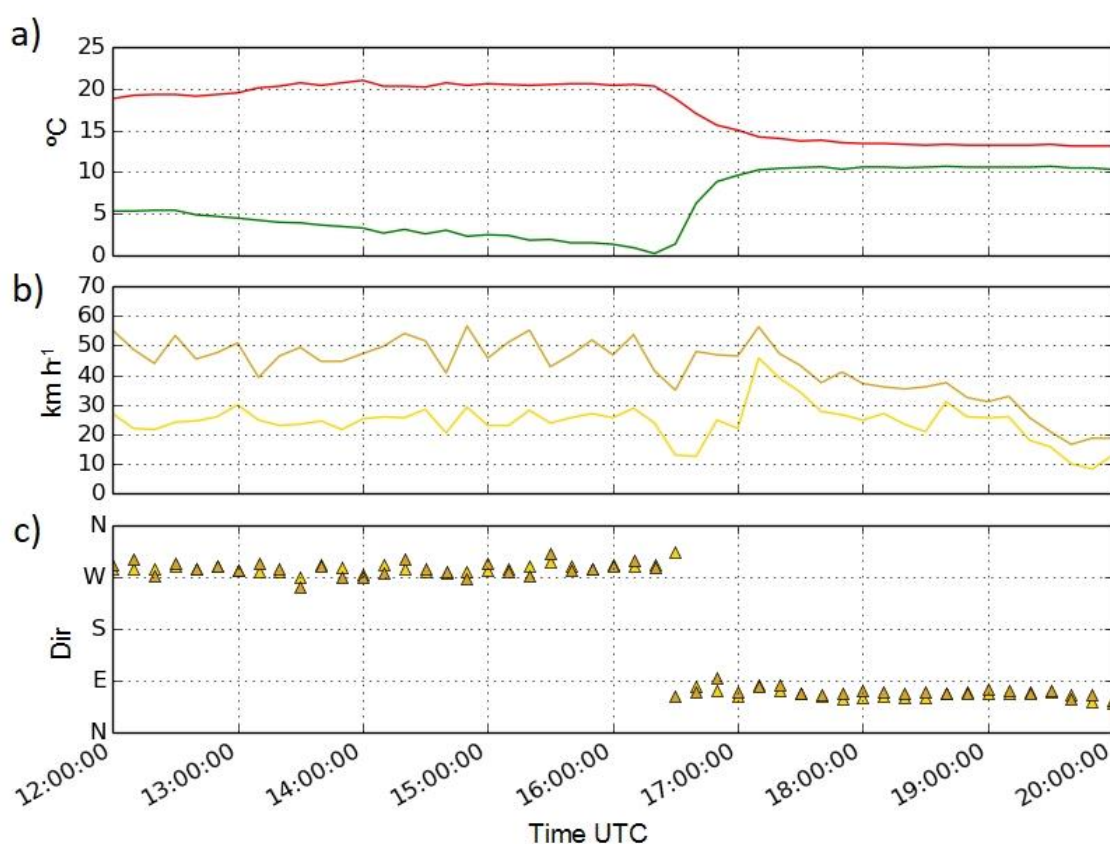


Figura III-13. Com en la figura III-8 però pel 30 de març de 2013.

4.2.3. Anàlisi d'escala i de les seccions transversals

L'anàlisi d'escala d'aquest cas mostra una major estabilitat que en el cas anterior ($N \sim 2 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$). Els paràmetres Fr_m i B són 0.8 i 12 respectivament per la Serralada Litoral i 0.3 i 12 per la Serralada Prelitoral (Taula III-2), establint per tant un ambient apropiat per a generar una forta resposta davant del bloqueig. Aquests resultats, així com les seccions transversals similars als de l'episodi anterior (no es mostra), suggereixen que

l'aire fred convectiu durant aquest episodi té característiques de flotabilitat similars a les de la Tramuntana en el cas del 28 de maig de 2013.

4.2.4. Anàlisi dels forçaments

L'anàlisi dels termes de l'equació del moviment (figura III-14) a les 16:00 UTC, quan el front simulat arribà a Barcelona, mostra que l'acceleració del front de ratxa està principalment forçat per la força bàrica i l'advecció. La força bàrica aporta un forçament paral·lel a la costa, mentre que l'advecció el força en direcció cap a terra. Per tant, el vent acaba tenint un petit component perpendicular a la costa, causat principalment per l'advecció, mentre que l'acceleració de Coriolis afegeix un forçament addicional. Aquest forçament modifica lleugerament el balanç antitríptic paral·lel a la costa, on part del residu s'oposa a la força bàrica, mentre que l'altre part s'usa per compensar part del forçament perpendicular. En resum, podem concloure que el front de ratxa convectiu juga el mateix rol que la Tramuntana en el cas del 28 de maig de 2013, esdevenint una corrent de densitat que queda atrapada a la costa.

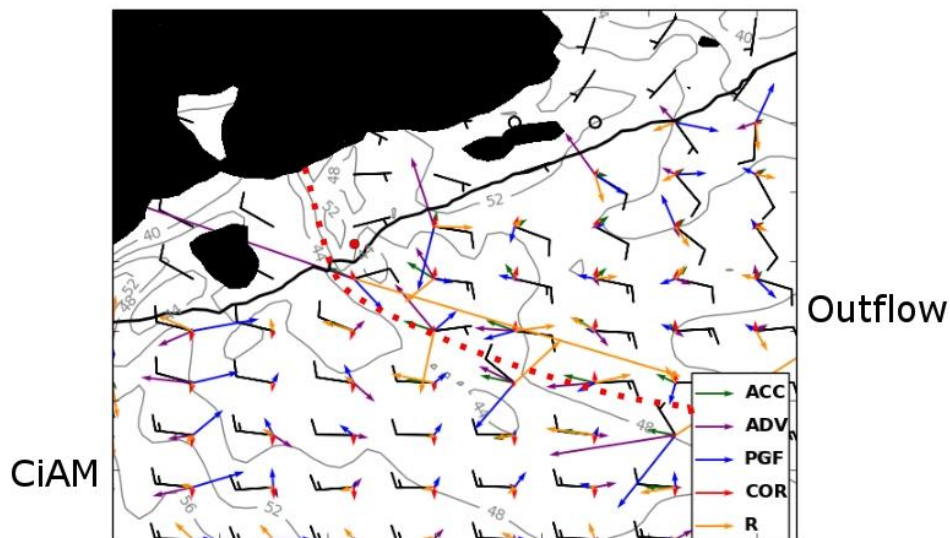


Figura III-14. Com en la figura III-9 però pel 30 de març de 2013 a les 15:00 UTC.

4.2.5. Estudi de sensibilitat a l'escalfament diabàtic

En la secció 3 d'aquest capítol, hem suggerit la relació entre l'escalfament diabàtic i les CTDs al Mediterrani nord-occidental, ja que tendeixen a ocórrer durant l'estació càlida de l'any i entre la tarda i el vespre. Per tant, per aquest cas hem realitzat, mitjançant

una sèrie de simulacions de l'HARMONIE, un anàlisi de sensibilitat a la radiació d'ona curta com a *proxy* de l'escalfament diabàtic, tal com hem descrit en la secció 2.

En la figura III-15 comparem l'experiment SW12 amb l'experiment SW06 que representen els experiments amb la radiació d'ona curta augmentada i disminuïda, respectivament (vegi's la secció 2 d'aquest capítol), a les 15:00 UTC. Quan el forçament diabàtic es modifica, les característiques principals que canvien són la intensitat, l'extensió i la localització de les principals zones de convergència associades amb la CTD. Hem trobat molt pocs canvis amb el flux aigües amunt, només una velocitat del vent quelcom més dèbil quan la constant solar s'incrementa, degut a la major fricció causada pels moviments turbulents diürns (figures III-15 b i d). A part d'això, quan s'augmenta la radiació d'ona curta (experiment SW12), la CTD s'estén i s'accelera, mentre que quan es disminueix la radiació d'ona curta (experiment SW06), té una menor extensió i es desaccelera (vegi's les figures III-15b i d comparada amb la figura III-11f, i les figures III-15a i c comparades amb la figura III-11e). Aquest fet és lògic si es té en compte que quan la radiació d'ona curta s'incrementa, la CiAM és més propensa a escalfar-se que la TrAM o que l'aire fred convectiu, al ser la primera més seca. Això produeix un major gradient de temperatura entre la corrent de densitat i l'ambient, que porta a un increment de la velocitat del corrent de densitat segons la següent relació idealitzada (Markowski and Richardson 2010):

$$U_c \sim \sqrt{gH \frac{\theta_v'}{\bar{\theta}_v}}, \quad (\text{III. 2})$$

on U_c és la velocitat de la corrent de densitat, θ_v' és la pertorbació de temperatura potencial virtual en superfície, $\bar{\theta}_v$ és la temperatura potencial virtual mitjana de l'ambient, g és la acceleració de la gravetat i H la alçada del corrent de densitat.

Aquesta expressió concorda amb el fet de que per la nit, quan la temperatura de la CiAM disminueix com a resposta del refredament diabàtic, el mesofront esdevingui estacionari (no es mostra). Això implica que, si l'escalfament diabàtic és gran (petit), el gradient del potencial de temperatura entre l'aire fred i l'ambient o la CiAM, augmentarà (es reduirà) i les CTDs tindran una vida més llarga (curta) arribant més (menys) al sud. Això pot explicar per què les CTDs es donen més sovint tant durant la meitat càlida de l'any com al vespre, quan el forçament diabàtic és major.

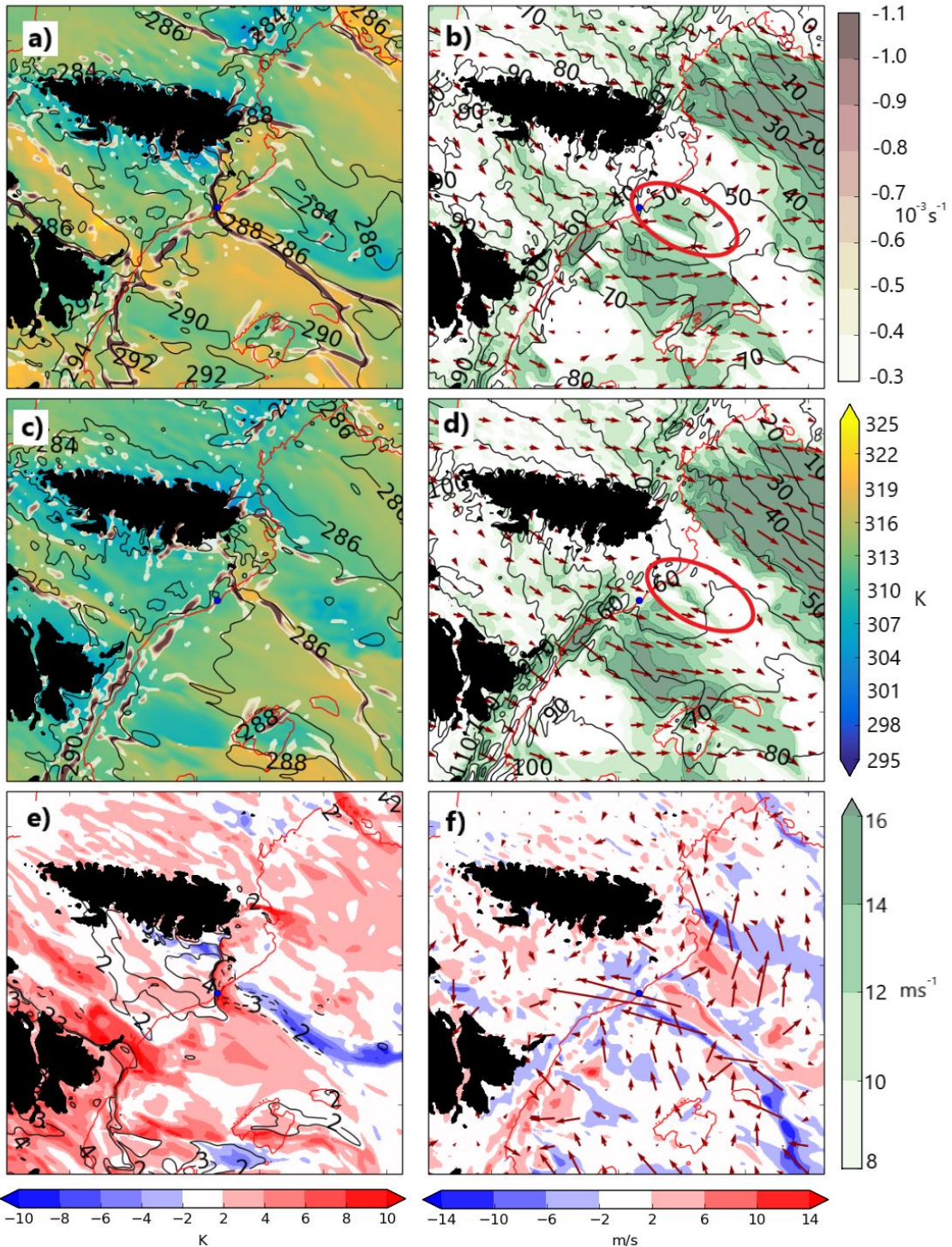


Figura III-15. Com en la figura III-11e,f però per l'experiment SW12 (a,c) i SW06 (b,d).

5. Conclusions del capítol

Cada any, es produeixen diverses entrades del NE a l'aeroport de Barcelona en forma de CTD, on poden causar situacions potencialment perilloses en les operacions aeroportuàries. En aquesta part de la tesi es reporten per primera vegada aquests episodis.

A més a més, es realitza una climatologia i es descriuen les seves característiques meteorològiques essent descrites finalment com a CTDs estudiades en d'altres parts del món.

Les CTD en el Mediterrani nord-occidental es donen quan un flux sinòptic del nord amb un nombre de Froude baix és desviat pels Pirineus i és dirigit cap a la Mediterrània, generant el sistema de vents Tramuntana-Mestral. En aquest sistema es desenvolupen al menys dues masses d'aire amb diferents característiques, una de més càlida al sud, i una altre de més freda al nord. Si entre la frontera de la massa d'aire freda i la massa d'aire càlid s'assoleix un gradient de temperatura suficient, la massa d'aire freda comença a fluir en forma de corrent de densitat. Degut a la mesobaixa que es desenvolupa a sotavent dels Pirineus i a l'efecte de Coriolis, la massa d'aire fred tendeix a corbar-se anticiclònicament, generant un component de vent en direcció a terra que pot ser bloquejat per l'orografia si la flotabilitat de la massa d'aire freda és molt baixa, esdevenint una CTD. Les CTDs ocorren quan $B > 1$ i $Fm \sim 1$, valors descrits per Overland and Bond (1995) com els que presenten una major resposta al bloqueig orogràfic. L'origen de l'aire fred pot ser molt divers: hem trobat que es pot originar tant per la pròpia Tramuntana, com per un corrent convectiu fred o front de ratxa o fins i tot pel propi refredament (o manca d'escalfament) diabàtic de l'aire més humit al nord de la frontera. L'aire càlid també té diferents orígens i pot generar-se pel propi mestral o per l'aire càlid i humit d'origen mediterrani. Hem identificat diferents patrons que poden produir CTDs:

- (a) Un tàlveg de geopotencial a nivells mitjans troposfèrics amb un front en superfície associat creuant la Península Ibèrica pel nord en condicions càlides. L'entrada freda la forma el front fred de la Tramuntana que s'estén pel Golf de Lleó sobre el Mar Mediterrani en forma de mesofront d'escala alfa, que tendeix a corbar-se anticiclònicament, convergint amb la MedAM i la CiAM. En aquest cas no hi ha convecció associada i la TrAM actua com a corrent de densitat desbordant la brisa marina prèviament establerta.
- (b) Un tàlveg de geopotencial a nivells mitjans troposfèrics que ha creuat prèviament el nord de la Península Ibèrica escombrant la MedAM. L'escalfament diürn i les convergències a nivells baixos disparden la convecció a l'est dels Pirineus. En aquest cas, l'entrada freda la forma l'aire fred convectiu que incrementa el gradient tèrmic amb la CiAM generant una corrent de densitat.
- (c) Una mescla dels dos casos anteriors. No hem estudiat en detall aquests casos, però estudis recents que s'estan realitzant suggereixen que l'entrada freda pot ser generada també per un escalfament diferencial entre la CiAM, molt seca, i la TrAM més humida.

(d) Formes alternatives com una baixa mediterrània. No hem estudiat aquests casos.

126

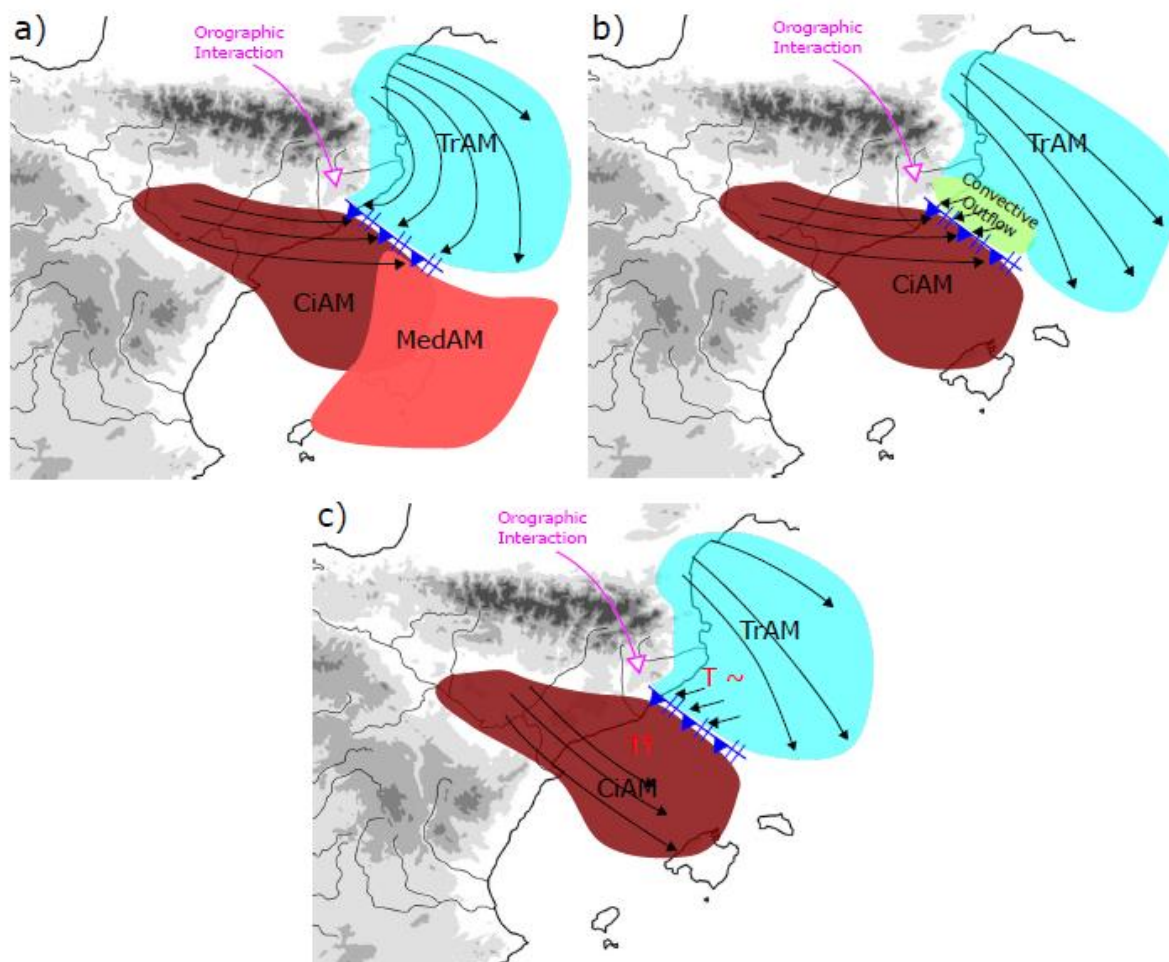


Figura III-16. Model conceptual de CTD en la Mediterrània nord-occidental mostrant la massa d'aire de la Tramuntana (TrAM), la massa d'aire del Mestral (CiAM), la massa d'aire mediterrània (MedAM) i la interacció orogràfica per (a) el patró A, (b) el patró B i (c) un nou patró identificat recentment però no estudiat encara.

El model conceptual de les CTDs està descrit en la figura III-16. Tot i que tots els casos presenten orígens molt diferents de la massa d'aire freda, la interacció entre el corrent de densitat i l'orografia al llarg de la Serralada Litoral és similar, creant un balanç antitríptic on el vent és accelerat ageostròficament. Aquest mecanisme que accelera les CTDs en el Mediterrani nord-occidental és per tant molt similar a les CTWR estudiades a la costa de Califòrnia. Tot i així, el temps sensible que produeixen ambdós fenòmens és molt diferent. Com que les CTDs al Mediterrani nord-occidental porten aire relativament

fred i sec sobre un mar càlid, no es formen les boires i estrats típics de les CTWR a la zona de Califòrnia, tot i que en certs casos la nuvolositat pot incrementar-se. En canvi, els principals perills que comporten les CTDs estudiades són els efectes en les operacions aeronàutiques, especialment a l'aeroport de Barcelona degut a la seva situació. A més a més, aquetes entrades del NE estan associades a una disminució sobtada de la temperatura juntament a un augment de la humitat. Aquests fenòmens ocorren al llarg de tot el mesofront, però l'efecte és major a la costa on el vent queda localment accelerat per l'orografia, especialment en l'àrea de Barcelona, on suposem que els efectes d'obertura que produeix la desembocadura de la vall del Riu Llobregat poden jugar un cert rol en la magnificació de l'episodi (per a més informació llegeixi's la discussió de les influències de vall en les CTDs a Reason et al. 2000).

Després de fer una anàlisi de sensibilitat utilitzant el model HARMONIE-AROME, hem vist que l'escalfament per radiació d'ona curta influeix en el desenvolupament i el moviment de les CTDs, repercutint en la seva capacitat d'arribar més al sud, en particular a l'aeroport de Barcelona en incrementar el gradient de temperatura potencial entre la corrent de densitat i l'aire circumdant. Això pot explicar la distribució anual i diària de la climatologia d'episodis de CTDs, amb una freqüència màxima durant l'estació càlida i al vespre.

Referències del capítol

- Arasti, E., 2001: La Galerna típica: Una perturbación atrapada en la costa. V Simposio Nacional de Predicción, Madrid.
- Barry, R. G., 2008: Mountain weather and climate, Third edition.
- Bénech, B., E. Koffi, A. Druilhet, P. Durand, P. Bessemoulin, J. Campins, A. Jansà, and B. Terliuc, 1998: Dynamic Characteristics of the Regional Flows around the Pyrénées in View of the PYREX Experiment. Part I: Analysis of the Pressure and Wind Fields and Experimental Assessment of the Applicability of the Linear Theory. *J. Appl. Meteorol.*, 37, 32–52, doi:10.1175/1520-0450(1998)037<0032:DCORFA>2.0.CO;2.
- Bessemoulin, P., P. Bougeault, A. Genovés, A. Jansà, and D. Puech, 1993: Mountain Pressure Drag during PYREX. *Beitr. Phys. Atmosph.*, 66, 305–325.
- Bougeault, P., A. J. Clar, B. Bénech, B. Carissimo, J. Pelon, and E. Richard, 1990: Momentum Budget over the Pyrénées: The PYREX Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 71, 806–818, doi:10.1175/1520-0477(1990)071<0806:MBOTPT>2.0.CO;2.
- , B. Bénech, P. Bessemoulin, B. Carissimo, A. J. Clar, J. Pelon, M. Petitdidier, and E. Richard, 1997: PYREX: A Summary of Findings. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 78, 637–650, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0637:PASOF>2.0.CO;2.

- Campins, J., A. Jansa, B. Benech, E. Koffi, and P. Bessemoulin, 1995: PYREX observation and model diagnosis of the tramontane wind. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 56, 209–228, doi:10.1007/BF01030138.
- ECMWF, 2016: Operational implementation 12 May 2015. Part IV: Physical processes. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts IFS Doc. Cy41r1. Ecmwf, 213.
- Flamant, C., and J. Pelon, 1996: Atmospheric boundary-layer structure over the Mediterranean during a Tramontane event. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 1741–1778, doi:10.1002/qj.49712253602.
- Genovés, A., J. Campins, A. Jansà, P. Bessemoulin, E. Koffi, and B. Benech, 1994: Pyrenean pressure drag: Some factors and consequences after PYREX. 23d Int. Tagung fur Alpine Meteor., Lindau, Germany, 159–162.
- Georgelin, M., and E. Richard, 1996: Numerical Simulation of Flow Diversion around the Pyrenees: A Tramontana Case Study. *Mon. Weather Rev.*, 124, 687–700, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<0687:NSOFDA>2.0.CO;2.
- Gill, A. E., 1977: Coastally trapped waves in the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 103, 431–440, doi:10.1002/qj.49710343704.
- Gonzalez, S., and R. Pascual, 2013: Strong winds of convective source in Barcelona on 12 June 2012. *Tethys*, 10, 13–23, doi:10.3369/tethys.2013.10.02.
- Jansà, A., 1987: Distribution of the Mistral: A satellite observation. *Meteorol. Atmos. Phys.*, 36, 201–214, doi:10.1007/BF01045149.
- Jansà, J. M., 1959: La masa de aire mediterránea. *Rev. Geofísica*, 18, 35–50.
- Koffi, E., B. Benech, J. Stein, and B. Terliuc, 1998: Dynamic characteristics of regional flows around the Pyrenees in view of the PYREX experiment. Part II: Solution of a linear model compared to field measurements. *J. Appl. Meteorol.*, 37, 53–71.
- Markowski, P., and Y. Richardson, 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, 407 pp.
- Mass, C. F., and M. D. Albright, 1987: Coastal Southerlies and Alongshore Surges of the West Coast of North America: Evidence of Mesoscale Topographically Trapped Response to Synoptic Forcing. *Mon. Weather Rev.*, 115, 1707–1738, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1707:CSAASO>2.0.CO;2.
- Nuss, W. A., and Coauthors, 2000: Coastally trapped wind reversals: Progress toward understanding. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 81, 719–743, doi:10.1175/1520-0477(2000)081<0719:CTWRPT>2.3.CO;2.
- Overland, J. E., and N. A. Bond, 1995: Observations and Scale Analysis of Coastal Wind Jets. *Mon. Weather Rev.*, 123, 2934–2941, doi:10.1175/1520-0493(1995)123<2934:OASAOC>2.0.CO;2.
- Parish, T. R., D. A. Rahn, and D. Leon, 2015: Aircraft Observations and Numerical Simulations of the Developing Stage of a Southerly Surge near Southern California. *Mon. Weather Rev.*, 143, 4883–4903, doi:10.1175/MWR-D-15-0140.1.
- Pascual, R., and A. Callado, 2002: Mesoanalysis of recurrent convergence zones in north-eastern Iberian Peninsula. *Proc. of Second Eur. Conf. on Radar in Meteor. and Hydr. (ERAD)*, Delft, 18–22 Nov.
- Rahn, D. A., and T. R. Parish, 2008: A Study of the Forcing of the 22–25 June 2006 Coastally Trapped Wind Reversal Based on Numerical Simulations and Aircraft Observations. *Mon. Weather Rev.*, 136, 4687–4708, doi:10.1175/2008MWR2361.1.

- Reason, C. J. C., 1994: Orographically trapped disturbances in the lower atmosphere: Scale analysis and simple models. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **53**, 131–136, doi:10.1007/BF01029608.
- , and M. R. Jury, 1990: On the generation and propagation of the southern African coastal low. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 1133–1151, doi:10.1002/qj.49711649507.
- Reason, C. J. C., and D. G. Steyn, 1990: Coastally trapped disturbances in the lower atmosphere: dynamic commonalities and geographic diversity. *Prog. Phys. Geogr.*, **14**, 178–198, doi:10.1177/030913339001400202.
- Reason, C. J. C., K. J. Tory, and P. L. Jackson, 1999: Evolution of a Southeast Australian Coastally Trapped Disturbance. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **70**, 141–165, doi:10.1007/s007030050031.
- Reason, C. J. C., P. Jackson, and H. Fu, 2000: Dynamical influence of large valleys on the propagation of coastally trapped disturbances. *Meteorol. Appl.*, **259**, 247–259, doi:10.1017/S1350482700001523.
- Sánchez-Laulhé, J. M., and F. Polvorinos, 1995: Entradas bruscas de vientos de levante en la costa norte de Alborán. *Boletín la Asoc. Meteorológica Española*, **18/19**, 30–35.
- Sawyer, J. S., 1959: The introduction of the effects of topography into methods of numerical forecasting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **85**, 31–43, doi:10.1002/qj.49708536304.
- Schaefer, J. T., and C. A. I. Doswell, 1980: The Theory and Practical Application of Antitriptic Balance. *Mon. Weather Rev.*, **108**, 746–756.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2011: The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Mon. Weather Rev.*, **139**, 976–991, doi:10.1175/2010MWR3425.1.
- Vazquez, L. A., 1995: Tramuntana y mestral en cataluña. *Butll. Soc. Catalana Cienc.*, **XV**, 65–68.
- Xu, Q., M. Xue, and K. K. Droegemeier, 1996: Numerical simulations of density currents in sheared environments within a vertically confined channel. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 770–786, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<0770:NSODCI>2.0.CO;2.
- Xue, M., 2000: Density currents in two-layer shear flows. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1301–1320, doi:10.1256/smsqj.56505.

RESUM I CONCLUSIONS

*“There is no such thing as bad weather,
only different kinds of good weather”
—John Ruskin—*

1. Avaluació dels objectius

Durant la tesi s’han estudiat i desenvolupat els objectius inicialment proposats. Cada objectiu ha motivat una part de la tesi i/o un o diverses publicacions o comunicacions científiques. A continuació es resumeixen les principals aportacions realitzades durant la tesi doctoral en base a cada objectiu establert.

1.1. Objectius Transversals

Els objectius transversals definits en la *Introducció* d’aquesta emoria són els eixos respecte als quals la tesi doctoral ha girat. Segons s’indicava a la *Introducció* eren:

OT1. Anàlisi de la influència de l’orografia complexa en els processos de precipitació a diferents escales temporals i espacials.

OT2. Anàlisi de les circulacions forçades per l’orografia i els fenòmens associats.

Tot i que eren objectius molt amplis es poden considerar complerts durant aquesta tesi. En els diferents problemes concrets que hem resolt, s’han tractat un o ambdós

objectius transversals. Per una banda s'ha analitzat la influència orogràfica en les precipitacions extremes a diferents escales (Part I) i els processos de precipitació a microescala i mesoescala en zones de muntanya (Part II); aquests resultats permeten afirmar que s'ha assolit el OT1. Per altra banda s'ha estudiat de forma observacional com es modifiquen les circulacions de microescala i mesoescala a la vall de la Cerdanya i com influeixen en la precipitació hivernal (Part II), i s'ha analitzat com l'orografia de la costa central catalana influeix en l'acceleració del vent a l'aeroport de Barcelona descrivint un fenomen no identificat fins ara (Part III); aquests resultats permeten assolir el OT2.

1.2. Objectius Específics

Els objectius específics indiquen els problemes concrets que s'han resolt durant la tesi. A continuació es discuteixen un a un detalladament, i es descriu la producció científica que cadascun d'ells ha comportat.

OE1. Determinació i anàlisi dels extrems absoluts de precipitació a Espanya.

S'ha realitzat un anàlisi de les més de 10000 estacions i 200 anys de mesures de precipitació a Espanya i s'han establert els extrems absoluts de precipitació per a diverses escales temporals que van des de 10 minuts fins a 2 anys, així com per a diverses regions i estacions. S'ha analitzat l'escalat d'aquests extrems i s'ha caracteritzat temporalment i regionalment. S'ha establert que la distància al mar i la influència orogràfica són elements claus per tal d'assolir precipitacions extremes en qualsevol escala, sent l'orografia menys important a escales curtes i més important a escales llargues. Finalment s'ha desenvolupat una metodologia per tal d'establir l'envolvent superior, es a dir el màxim teòric a qualsevol escala en el cas de que les precipitacions extremes segueixin un escalat potencial. Aquests resultats s'exposen en la Part I de la tesi, en l'article de Gonzalez and Bech (2017) ©Royal Meteorological Society així com en diverses comunicacions realitzades (MetMed, Jornades Fontserè i Jornades Científicas de la AME).

OE2. Desenvolupament de metodologies per a l'anàlisi d'observacions no convencionals.

S'han programat funcions específiques per a comparar mesures entre diferents instruments, en especial aquells relacionats amb la precipitació com el Parsivel o MRR. Aquestes funcions s'han programat en Python i inclouen la lectura dels fitxers en els seus diferents formats, la elecció i aplicació de diversos postprocessos proposats en diferents estudis tant per precipitació líquida com per a precipitació sòlida, la comparació de dades entre diferents instruments i la visualització dels resultats. Aquestes tècniques s'exposen

en la Part II de la tesi i en els Annexes A i B. També s'han utilitzat en l'article de Lolli et al. (2018).

OE3. Anàlisi de la precipitació de muntanya des del punt de vista microfísic.

S'han descrit els episodis de precipitació ocorreguts durant la campanya experimental Cerdanya 2017 i s'ha analitzat la precipitació global de la campanya des del punt de vista microfísic. S'han estudiat en profunditat diversos episodis ocorreguts durant la campanya en forma de casos d'estudi examinant una gran diversitat de fenòmens microfísics en precipitació líquida i sòlida com per exemple la sublimació de la neu en el pas d'un front càlid, la classificació microfísica de la precipitació líquida i sòlida o el desacoblament de la precipitació sòlida respecte la circulació a nivells baixos de la vall. Aquesta última part s'exposa a l'article en revisió de Gonzalez et al. (2019). La resta de resultats s'exposen a la Part II de la tesi, l'article en revisió d'Udina et al. (2019) i en diverses comunicacions en les quals s'ha participat (MetMed, ICAM, ERAD, HyMeX Workshop i ICLP)

OE4. Estudi de les circulacions i efectes orogràfics en les masses d'aire durant episodis de tramuntana-mestral.

S'ha elaborat una climatologia d'episodis de tramuntana-mestral que presentaven intensificacions al litoral central català. L'anàlisi de les característiques mesoescalars d'aquestes circulacions ha resultat consistent amb la formació de perturbacions orogràfiques atrapades o en aquest cas concret, perturbacions atrapades per la costa (CTDs en les seves sigles en anglès), que han estat identificades i descrites per primer cop a la zona. Els resultats s'exposen en la Part III juntament amb els de l'OE5 a l'article de Gonzalez et al. (2018) ©Royal Meteorological Society i a la comunicació realitzada al Simposio Nacional de Predicción.

OE5. Anàlisi de l'origen i mecanismes associats a les irrupcions de vent a la costa del Mediterrani nord-occidental.

Un cop identificat el fenomen en l'OE4, s'ha estudiat amb detall l'origen dinàmic i els mecanismes de forçament de les CTDs mitjançant simulacions numèriques d'alta resolució. L'anàlisi d'escala i dels mecanismes de forçament ha confirmat que es tracten de CTDs i ens han permès trobar indicis per millorar la predictibilitat d'aquest fenomen. Els experiments de sensibilitat addicionals han mostrat el rol de l'escalfament diürn en aquests fenòmens. Aquesta investigació contribuirà a una millora de la predictibilitat d'un fenomen crític en la seguretat aeronàutica i que causa grans pèrdues econòmiques a l'aeroport de Barcelona. Aquests resultats s'exposen en la Part III i juntament amb els de

l'OE4 a l'article de Gonzalez et al. (2018) i a la comunicació realitzada al Simposio Nacional de Predicción.

2. Línies d'investigació futures

Durant la consecució dels resultats anteriors s'han après noves tècniques i anàlisis que permetran a l'estudiant continuar la seva carrera investigadora en futurs projectes i línies de treball. Es proposen diferents línies d'investigació on aprofundir en els coneixements assolits durant l'elaboració de la tesi.

1. L'estudi de la precipitació en entorns orogràfics és molt ampli i és necessari aprofundir encara més en les seves diverses vessants per tal de millorar la predicció de fenòmens adversos associats a la interacció dels núvols precipitants amb el relleu, ja sigui en l'estudi de les tempestes hivernals com de les tempestes d'estiu. Amb els coneixements assolits es pot continuar aquesta línia de treball analitzant noves observacions, així com casos d'estudi i simulacions numèriques.
2. A l'estiu del 2020 es preveu la realització d'una nova campanya internacional (LIAISE) per estudiar l'evapotranspiració i els fluxos d'energia i d'humitat en zones semiàrides a la conca del riu Segre. La col·locació de nous instruments de mesura de precipitació (en concret, disdròmetres i radars) permetran la intercomparació entre les mesures situades en diferents zones de la conca, com les examinades en aquesta memòria de tesi doctoral a Cerdanya, situada a la conca alta del riu Segre.
3. Part de l'activitat laboral i científica de l'estudiant a l'Agència Estatal de Meteorología es realitza a l'Antàrtida, un continent amb escasses mesures de precipitació degut a les dificultats tècniques i logístiques de la zona. La recent instal·lació de nous pluviòmetres especialment adaptats per a la mesura de la precipitació sòlida permetrà establir una estació de referència en el continent. Els coneixements adquirits durant la realització de la tesi contribuiran a la investigació d'AEMET de la precipitació en zones polars.

REFERÈNCIES

- AEMET, 2009: *Descripción de las tablas que componen la base de datos climatológica (ORACLE)*. Madrid,.
- Aikins, J., K. Friedrich, B. Geerts, and B. Pokharel, 2016: Role of a Cross-Barrier Jet and Turbulence on Winter Orographic Snowfall. *Mon. Weather Rev.*, **144**, 3277–3300, doi:10.1175/MWR-D-16-0025.1.
- Anip, M., and P. S. Market, 2007: Dominant factors influencing precipitation efficiency in a continental mid-latitude location. *Tellus, Ser. A Dyn. Meteorol. Oceanogr.*, doi:10.1111/j.1600-0870.2006.00208.x.
- Arasti, E., 2001: La Galerna típica: una perturbación atrapada en la costa. *V Simposio Nacional de Predicción*, Madrid.
- Atlas, D., and C. Chmela, 1957: Physical-synoptic variations of drop-size parameters. *Proceedings of the Sixth Weather Radar Conference*, A.M. Society, Ed., Cambridge, MA, 21–29.
- Atlas, D., and C. W. Ulbrich, 1977: Path- and Area-Integrated Rainfall Measurement by Microwave Attenuation in the 1–3 cm Band. *J. Appl. Meteorol.*, **16**, 1322–1331, doi:10.1175/1520-0450(1977)016<1322:PAAIRM>2.0.CO;2.
- Atlas, D., R. C. Srivastava, and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. *Rev. Geophys.*, **11**, 1–35, doi:10.1029/RG011i001p00001.
- Baltas, E., D. Panagos, and M. Mimikou, 2016: Statistical Analysis of the Raindrop Size Distribution Using Disdrometer Data. *Hydrology*, **3**, 9, doi:10.3390/hydrology3010009.
- Barry, R. G., 2008: *Mountain weather and climate, Third edition*.
- Battaglia, A., E. Rustemeier, A. Tokay, U. Blahak, and C. Simmer, 2010: PARSIVEL snow observations: A critical assessment. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **27**, 333–344, doi:10.1175/2009JTECHA1332.1.
- Bénech, B., E. Koffi, A. Druilhet, P. Durand, P. Bessemoulin, J. Campins, A. Jansà, and B. Terliuc, 1998: Dynamic Characteristics of the Regional Flows around the Pyrénées in View of the PYREX Experiment. Part I: Analysis of the Pressure and Wind Fields and Experimental Assessment of the Applicability of the Linear Theory. *J. Appl. Meteorol.*, **37**, 32–52, doi:10.1175/1520-0450(1998)037<0032:DCORFA>2.0.CO;2.
- Bergeron, T., 1965: On the Low-Level Redistribution of Atmospheric Water Caused By Orography. *Suppl. Proc. Int. Conf. Cloud Phys., Tokyo, 1965*, 96–100.
- Bessemoulin, P., P. Bougeault, A. Genovés, A. Jansà, and D. Puech, 1993: Mountain Pressure Drag during PYREX. *Beitr. Phys. Atmosph.*, **66**, 305–325.
- Bhushan, S., and A. P. Barros, 2007: A Numerical Study to Investigate the Relationship between Moisture Convergence Patterns and Orography in Central Mexico. *J. Hydrometeorol.*, **8**, 1264–1284, doi:10.1175/2007JHM791.1.
- Bougeault, P., A. J. Clar, B. Benech, B. Carissimo, J. Pelon, and E. Richard, 1990: Momentum Budget over the Pyrénées: The PYREX Experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **71**, 806–818, doi:10.1175/1520-0477(1990)071<0806:MBOTPT>2.0.CO;2.
- , B. Benech, P. Bessemoulin, B. Carissimo, A. J. Clar, J. Pelon, M. Petitdidier, and E. Richard, 1997: PYREX: A Summary of Findings. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 637–650, doi:10.1175/1520-0477(1997)078<0637:PASOF>2.0.CO;2.
- Breña-Naranjo, J. A., A. Pedrozo-Acuña, and M. A. Rico-Ramirez, 2014: World's greatest rainfall intensities observed

- by satellites. *Atmospheric Science Letters*, July 1.
- Bringi, V. N., V. Chandrasekar, J. Hubbert, E. Gorgucci, W. L. Randeu, and M. Schoenhuber, 2003: Raindrop Size Distribution in Different Climatic Regimes from Disdrometer and Dual-Polarized Radar Analysis. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 354–365, doi:10.1175/1520-0469(2003)060<0354:RSDIDC>2.0.CO;2.
- Buisán, S. T., M. E. Earle, J. L. Collado, J. Kochendorfer, J. Alastrué, M. Wolff, C. D. Smith, and J. I. López-Moreno, 2017: Assessment of snowfall accumulation underestimation by tipping bucket gauges in the Spanish operational network. *Atmos. Meas. Tech.*, **10**, 1079–1091, doi:10.5194/amt-10-1079-2017.
- Burford, J. E., and R. E. Stewart, 1998: The sublimation of falling snow over the Mackenzie River Basin. *Atmos. Res.*, **49**, 289–313, doi:10.1016/S0169-8095(98)00084-2.
- Burlando, P., and R. Rosso, 1996: Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation. *J. Hydrol.*, **187**, 45–64, doi:10.1016/S0022-1694(96)03086-7.
- Campins, J., A. Jansa, B. Benech, E. Koffi, and P. Bessemoulin, 1995: PYREX observation and model diagnosis of the tramontane wind. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **56**, 209–228, doi:10.1007/BF01030138.
- Casanueva, A., C. Rodríguez-Puebla, M. D. Frías, and N. González-Reviriego, 2014: Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **18**, 709–725, doi:10.5194/hess-18-709-2014.
- Casas, M. C., R. Rodríguez, and Á. Redaño, 2010: Analysis of extreme rainfall in Barcelona using a microscale rain gauge network. *Meteorol. Appl.*, **17**, 117–123, doi:10.1002/met.166.
- Cerdà, A., 1997: Rainfall drop size distribution in the Western Mediterranean basin, Valencia, Spain. *Catena*, **30**, 169–182, doi:10.1016/S0341-8162(97)00019-2.
- Cerro, C., B. Codina, J. Bech, and J. Lorente, 1997: Modeling Raindrop Size Distribution and Z(R) Relations in the Western Mediterranean Area. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 1470–1479, doi:10.1175/1520-0450(1997)036<1470:MRSDAZ>2.0.CO;2.
- Cervený, R. S., J. Lawrimore, R. Edwards, and C. Landsea, 2007: Extreme weather records: Compilation, adjudication, and publication. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **88**, 853–860, doi:10.1175/BAMS-88-6-853.
- Chapon, B., G. Delrieu, M. Gosset, and B. Boudevillain, 2008: Variability of rain drop size distribution and its effect on the Z-R relationship: A case study for intense Mediterranean rainfall. *Atmos. Res.*, **87**, 52–65, doi:10.1016/j.atmosres.2007.07.003.
- Chen, B., Z. Hu, L. Liu, and G. Zhang, 2017: Raindrop Size Distribution Measurements at 4,500 m on the Tibetan Plateau During TIPEX-III. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 11,092–11,106, doi:10.1002/2017JD027233.
- Chen, C. Sen, W. C. Chen, Y. L. Chen, P. L. Lin, and H. C. Lai, 2005: Investigation of orographic effects on two heavy rainfall events over southwestern Taiwan during the Mei-yu season. *Atmos. Res.*, **73**, 101–130, doi:10.1016/j.atmosres.2004.07.005.
- Das, S. K., M. Konwar, K. Chakravarty, and S. M. Deshpande, 2017: Raindrop size distribution of different cloud types over the Western Ghats using simultaneous measurements from Micro-Rain Radar and disdrometer. *Atmos. Res.*, **186**, 72–82, doi:10.1016/j.atmosres.2016.11.003.
- Dawson, D. T., E. R. Mansell, and M. R. Kumjian, 2015: Does Wind Shear Cause Hydrometeor Size Sorting? *J. Atmos.*

Sci., **72**, 340–348, doi:10.1175/JAS-D-14-0084.1.

Dolan, B., B. Fuchs, S. A. Rutledge, E. A. Barnes, and E. J. Thompson, 2018: Primary Modes of Global Drop Size Distributions. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 1453–1476, doi:10.1175/JAS-D-17-0242.1.

Doswell, C. A., H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996: Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Weather Forecast.*, **11**, 560–581, doi:10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2.

Duffourg, F., and V. Ducrocq, 2011: Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **11**, 1163–1178, doi:10.5194/nhess-11-1163-2011.

ECMWF, 2016: Operational implementation 12 May 2015. Part IV: Physical processes. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts IFS Doc. Cy41r1. *Ecmwf*, 213.

Esteban, P., J. Martin-Vide, and M. Mases, 2006: Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques. *Int. J. Climatol.*, **26**, 1501–1515, doi:10.1002/joc.1391.

Fernández, J., J. Sáenz, and E. Zorita, 2003: Analysis of wintertime atmospheric moisture transport and its variability over southern Europe in the NCEP reanalyses. *Clim. Res.*, **23**, 195–215, doi:10.3354/cr023195.

Flamant, C., and J. Pelon, 1996: Atmospheric boundary-layer structure over the Mediterranean during a Tramontane event. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **122**, 1741–1778, doi:10.1002/qj.49712253602.

Friedrich, K., S. Higgins, F. J. Masters, and C. R. Lopez, 2013a: Articulating and stationary PARSIVEL disdrometer measurements in conditions with strong winds and heavy rainfall. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **30**, 2063–2080, doi:10.1175/JTECH-D-12-00254.1.

———, E. A. Kalina, F. J. Masters, and C. R. Lopez, 2013b: Drop-Size Distributions in Thunderstorms Measured by Optical Disdrometers during VORTEX2. *Mon. Weather Rev.*, **141**, 1182–1203, doi:10.1175/MWR-D-12-00116.1.

Galmarini, S., D. G. Steyn, and B. Ainslie, 2004: The scaling law relating world point-precipitation records to duration. *Int. J. Climatol.*, **24**, 533–546, doi:10.1002/joc.1022.

Garrett, T. J., and S. E. Yuter, 2014: Observed influence of riming, temperature, and turbulence on the fallspeed of solid precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 6515–6522, doi:10.1002/2014GL061016.

———, ——, C. Fallgatter, K. Shkurko, S. R. Rhodes, and J. L. Endries, 2015: Orientations and aspect ratios of falling snow. *Geophys. Res. Lett.*, **42**, 4617–4622, doi:10.1002/2015GL064040.

Gaudoin, O., B. Yang, and M. Xie, 2003: A simple goodness-of-fit test for the power-law process, based on the Duane plot. *IEEE Trans. Reliab.*, **52**, 69–74, doi:10.1109/TR.2002.805784.

Geerts, B., Q. Miao, and Y. Yang, 2011: Boundary Layer Turbulence and Orographic Precipitation Growth in Cold Clouds: Evidence from Profiling Airborne Radar Data. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2344–2365, doi:10.1175/JAS-D-10-05009.1.

Genovés, A., J. Campins, A. Jansà, P. Bessemoulin, E. Koffi, and B. Benech, 1994: Pyrenean pressure drag: Some factors and consequences after PYREX. *23d Int. Tagung für Alpine Meteor.*, Lindau, Germany, 159–162.

Georgelin, M., and E. Richard, 1996: Numerical Simulation of Flow Diversion around the Pyrenees: A Tramontana Case Study. *Mon. Weather Rev.*, **124**, 687–700, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<0687:NSOFDA>2.0.CO;2.

- Gill, A. E., 1977: Coastally trapped waves in the atmosphere. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **103**, 431–440, doi:10.1002/qj.49710343704.
- Gimeno, L., R. Nieto, R. M. Trigo, S. M. Vicente-Serrano, and J. I. López-Moreno, 2010: Where Does the Iberian Peninsula Moisture Come From? An Answer Based on a Lagrangian Approach. *J. Hydrometeorol.*, **11**, 421–436, doi:10.1175/2009JHM1182.1.
- Gonzalez, S., and R. Pascual, 2013: Strong winds of convective source in Barcelona on 12 June 2012. *Tethys*, **10**, 13–23, doi:10.3369/tethys.2013.10.02.
- Gorodetskaya, I. V., S. Kneifel, M. Maahn, W. Thiery, J. H. Schween, A. Mangold, S. Crewell, and N. P. M. Van Lipzig, 2015: Cloud and precipitation properties from ground-based remote-sensing instruments in East Antarctica. *Cryosphere*, **9**, 285–304, doi:10.5194/tc-9-285-2015.
- Grazioli, J., C. Genthon, B. Boudevillain, C. Duran-Alarcon, M. Del Guasta, J. B. Madeleine, and A. Berne, 2017a: Measurements of precipitation in Dumont d'Urville, Adélie Land, East Antarctica. *Cryosphere*, **11**, 1797–1811, doi:10.5194/tc-11-1797-2017.
- , J.-B. Madeleine, H. Gallée, R. M. Forbes, C. Genthon, G. Krinner, and A. Berne, 2017b: Katabatic winds diminish precipitation contribution to the Antarctic ice mass balance. *Proc. Natl. Acad. Sci.*, **114**, 201707633, doi:10.1073/pnas.1707633114.
- Hachani, S., B. Boudevillain, G. Delrieu, and Z. Bargaoui, 2017: Drop size distribution climatology in Cévennes-Vivarais region, France. *Atmosphere (Basel)*, **8**, 233, doi:10.3390/atmos8120233.
- Hand, W. H., N. I. Fox, and C. G. Collier, 2004: A study of twentieth - Century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting. *Meteorol. Appl.*, **11**, 15–31, doi:10.1017/S1350482703001117.
- Houze, R. A., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, **50**, RG1001, doi:10.1029/2011RG000365.
- , and S. Medina, 2005: Turbulence as a Mechanism for Orographic Precipitation Enhancement. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3599–3623, doi:10.1175/JAS3555.1.
- , and Coauthors, 2017: The olympic mountains experiment (Olympex). *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **98**, 2167–2188, doi:10.1175/BAMS-D-16-0182.1.
- Hubert, P., and Coauthors, 1993: Multifractals and extreme rainfall events. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 931–934, doi:10.1029/93GL01245.
- IM-AEMET, 2011: *Iberian climate atlas*. Agencia Estatal de Meteorología and Instituto de Meteorologia de Portugal, Eds. Madrid, 79 pp.
- Jansá, A., 1987: Distribution of the Mistral: A satellite observation. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **36**, 201–214, doi:10.1007/BF01045149.
- , 1997: A general view about Mediterranean meteorology: cyclones and hazardous weather. *INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean.*, Universitat de les Illes Balears y Ministerio de Medio Ambiente., 33–42.
- Jansà, A., J. Campins, M. A. Picornell, and J. A. Guijarro, 2014: Heavy rain and strong wind events over Spain during HyMeX SOP1. *Tethys, J. Weather Clim. West. Mediterr.*, **11**, 25–38, doi:10.3369/tethys.2014.11.03.

- Jansà, J. M., 1959: La masa de aire mediterránea. *Rev. Geofísica*, **18**, 35–50.
- Jennings, A. H., 1950: World's Greatest Observed Point Rainfalls. *Mon. Weather Rev.*, **78**, 4–5, doi:10.1175/1520-0493(1950)078<0004:WGOPR>2.0.CO;2.
- Jiang, Q., and R. B. Smith, 2003: Cloud Timescales and Orographic Precipitation. *J. Atmos. Sci.*, **60**, 1543–1559, doi:10.1175/2995.1.
- Khodayar, S., F. Raff, N. Kalthoff, and O. Bock, 2016: Diagnostic study of a high-precipitation event in the Western Mediterranean: adequacy of current operational networks. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **142**, 72–85, doi:10.1002/qj.2600.
- Kingsmill, D. E., P. O. G. Persson, S. Haimov, and M. D. Shupe, 2016: Mountain waves and orographic precipitation in a northern Colorado winter storm. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **142**, 836–853, doi:10.1002/qj.2685.
- Kirankumar, N. V. P., T. N. Rao, B. Radhakrishna, and D. N. Rao, 2008: Statistical Characteristics of Raindrop Size Distribution in Southwest Monsoon Season. *J. Appl. Meteorol. Climatol.*, **47**, 576–590, doi:10.1175/2007JAMC1610.1.
- Kirshbaum, D. J., and G. H. Bryan, 2007: The Triggering of Orographic Rainbands by Small-Scale Topography. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 1530–1549, doi:10.1175/JAS3924.1.
- Kneifel, S., M. Maahn, G. Peters, and C. Simmer, 2011: Observation of snowfall with a low-power FM-CW K-band radar (Micro Rain Radar). *Meteorol. Atmos. Phys.*, **113**, 75–87, doi:10.1007/s00703-011-0142-z.
- Knupp, K. R., R. Ware, D. Cimini, F. Vandenberghe, J. Vivekanandan, E. Westwater, T. Coleman, and D. Phillips, 2009: Ground-based passive microwave profiling during dynamic weather conditions. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **26**, 1057–1073, doi:10.1175/2008JTECHA1150.1.
- Kobayashi, T., 1967: On the Variation of Ice Crystal Habit with Temperature. *Phys. Snow Ice*, **1**, 95–104.
- Kochendorfer, J., and Coauthors, 2017a: The quantification and correction of wind-induced precipitation measurement errors. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **21**, 1973–1989, doi:10.5194/hess-21-1973-2017.
- , and Coauthors, 2017b: Analysis of single-Alter-shielded and unshielded measurements of mixed and solid precipitation from WMO-SPICE. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **21**, 3525–3542, doi:10.5194/hess-21-3525-2017.
- Koffi, E., B. Benech, J. Stein, and B. Terliuc, 1998: Dynamic characteristics of regional flows around the Pyrenees in view of the PYREX experiment. Part II: Solution of a linear model compared to field measurements. *J. Appl. Meteorol.*, **37**, 53–71.
- Kurz, M., 1998: *Synoptic meteorology*. Deutscher Wetterdienst, 200 pp.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, and R. P. Weglarz, 2001: Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall. *Weather Forecast.*, **16**, 633–660, doi:10.1175/1520-0434(2001)016<0633:SCIFHO>2.0.CO;2.
- Lin, Y., and N. Wircraft, 2006: Dynamics of track deflection associated with the passage of tropical cyclones over a mesoscale mountain. *Mon. Weather Rev.*, **16**, 3509–3538, doi:10.1175/MWR3263.1.
- Locatelli, J. D., and P. V. Hobbs, 1974: Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.*, **79**, 2185–2197, doi:10.1029/JC079i015p02185.

- Löffler-Mang, M., and J. Joss, 2000: An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **17**, 130–139, doi:10.1175/1520-0426(2000)017<0130:AODFMS>2.0.CO;2.
- , and U. Blahak, 2001: Estimation of the Equivalent Radar Reflectivity Factor from Measured Snow Size Spectra. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 843–849, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<0843:EOTERR>2.0.CO;2.
- Lolli, S., and Coauthors, 2018: Vertically resolved precipitation intensity retrieved through a synergy between the ground-based NASA MPLNET lidar network measurements, surface disdrometer datasets and an analytical model solution. *Remote Sens.*, doi:10.3390/rs10071102.
- Maahn, M., and P. Kollias, 2012: Improved Micro Rain Radar snow measurements using Doppler spectra post-processing. *Atmos. Meas. Tech.*, **5**, 2661–2673, doi:10.5194/amt-5-2661-2012.
- Mapes, B. E., T. T. Warner, and M. Xu, 2003: Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part III: Diurnal Gravity Waves and Nocturnal Convection Offshore. *Mon. Weather Rev.*, **131**, 830–844, doi:10.1175/1520-0493(2003)131<0830:DPORIN>2.0.CO;2.
- Markowski, P., and Y. Richardson, 2010: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell, 407 pp.
- Marshall, J. S., and W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *J. Meteorol.*, **5**, 165–166, doi:10.1175/1520-0469(1948)005<0165:TDORWS>2.0.CO;2.
- Martin-Vide, J., 2004: Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *Int. J. Climatol.*, **24**, 959–971, doi:10.1002/joc.1030.
- Mass, C. F., and M. D. Albright, 1987: Coastal Southerlies and Alongshore Surges of the West Coast of North America: Evidence of Mesoscale Topographically Trapped Response to Synoptic Forcing. *Mon. Weather Rev.*, **115**, 1707–1738, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1707:CSAASO>2.0.CO;2.
- Mazon, J., and D. Pino, 2015: Role of the nocturnal coastal-front depth on cloud formation and precipitation in the Mediterranean basin. *Atmos. Res.*, **153**, 145–154, doi:10.1016/j.atmosres.2014.08.004.
- Medina, S., and R. A. Houze, 2003: Air motions and precipitation growth in Alpine storms. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 345–371, doi:10.1256/qj.02.13.
- , and R. A. Houze, 2015: Small-Scale Precipitation Elements in Midlatitude Cyclones Crossing the California Sierra Nevada. *Mon. Weather Rev.*, **143**, 2842–2870, doi:10.1175/MWR-D-14-00124.1.
- , B. F. Smull, R. A. Houze, and M. Steiner, 2005: Cross-Barrier Flow during Orographic Precipitation Events: Results from MAP and IMPROVE. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 3580–3598, doi:10.1175/JAS3554.1.
- Meseguer-Ruiz, O., J. Olcina Cantos, P. Sarricolea, and J. Martín-Vide, 2017: The temporal fractality of precipitation in mainland Spain and the Balearic Islands and its relation to other precipitation variability indices. *Int. J. Climatol.*, **37**, 849–860, doi:10.1002/joc.4744.
- Minder, J. R., T. W. Letcher, L. S. Campbell, P. G. Veals, and W. J. Steenburgh, 2015: The Evolution of Lake-Effect Convection during Landfall and Orographic Uplift as Observed by Profiling Radars. *Mon. Weather Rev.*, **143**, 4422–4442, doi:10.1175/MWR-D-15-0117.1.
- Miró, J. R., J. C. Peña, N. Pepin, A. Sairouni, and M. Aran, 2018: Key features of cold-air pool episodes in the northeast of the Iberian Peninsula (Cerdanya, eastern Pyrenees). *Int. J. Climatol.*, **38**, 1105–1115, doi:10.1002/joc.5236.
- Mitchell, D. L., and A. J. Heymsfield, 2005: Refinements in the Treatment of Ice Particle Terminal Velocities,

- Highlighting Aggregates. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1637–1644, doi:10.1175/JAS3413.1.
- Moncho, 2009: Climatic study of the exponent “n” in IDF curves: application for the Iberian Peninsula. *Tethys, J. Weather Clim. West. Mediterr.*, **6**, 3–14, doi:10.3369/tethys.2009.6.01.
- Moncho, R., F. Belda, and V. Caselles, 2011: Distribución probabilística de los extremos globales de precipitación. *Nimbus*, **27–28**, 119–135.
- Monjo, R., 2016: Measure of rainfall time structure using the dimensionless n-index. *Clim. Res.*, **67**, 71–86, doi:10.3354/cr01359.
- , and J. Martin-Vide, 2016: Daily precipitation concentration around the world according to several indices. *Int. J. Climatol.*, **36**, 3828–3838, doi:10.1002/joc.4596.
- Narayana Rao, T., B. Radhakrishna, K. Nakamura, and N. Prabhakara Rao, 2009: Notes and correspondence differences in raindrop size distribution from southwest monsoon to northeast monsoon at Gadanki. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, 1630–1637, doi:10.1002/qj.432.
- Nuss, W. A., and Coauthors, 2000: Coastally trapped wind reversals: Progress toward understanding. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **81**, 719–743, doi:10.1175/1520-0477(2000)081<0719:CTWRPT>2.3.CO;2.
- NWS, 2017: World record point precipitation measurements. National Weather Service. National Oceanic and Atmospheric Administration.
- Orlanski, I., 1975: A rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *Am. Meteorol. Soc.*, **56**, 527–530, doi:10.1234/12345678.
- Overland, J. E., and N. A. Bond, 1995: Observations and Scale Analysis of Coastal Wind Jets. *Mon. Weather Rev.*, **123**, 2934–2941, doi:10.1175/1520-0493(1995)123<2934:OASAOC>2.0.CO;2.
- Pagès, M., N. Pepin, and J. R. Miró, 2017: Measurement and modelling of temperature cold pools in the Cerdanya valley (Pyrenees), Spain. *Meteorol. Appl.*, **24**, 290–302, doi:10.1002/met.1630.
- Parish, T. R., D. A. Rahn, and D. Leon, 2015: Aircraft Observations and Numerical Simulations of the Developing Stage of a Southerly Surge near Southern California. *Mon. Weather Rev.*, **143**, 4883–4903, doi:10.1175/MWR-D-15-0140.1.
- Pascual, R., and A. Callado, 2002: Mesoanalysis of recurrent convergence zones in north-eastern Iberian Peninsula. *Proc. of Second Eur. Conf. on Radar in Meteor. and Hydr. (ERAD)*, Delft, 18–22 Nov.
- Paulhus, J. L. H., 1965: Indian Ocean and Taiwan rainfalls set new records. *Mon. Weather Rev.*, **93**, 331–335, doi:10.1175/1520-0493(1965)093<0331:IOATRS>2.3.CO;2.
- Pérez-Zanón, N., M. C. Casas-Castillo, R. Rodríguez-Solà, J. C. Peña, A. Rius, J. G. Solé, and Á. Redaño, 2016: Analysis of extreme rainfall in the Ebre Observatory (Spain). *Theor. Appl. Climatol.*, **124**, 935–944, doi:10.1007/s00704-015-1476-0.
- Peters, G., B. Fischer, H. Münster, M. Clemens, and A. Wagner, 2005: Profiles of Raindrop Size Distributions as Retrieved by Microrain Radars. *J. Appl. Meteorol.*, **44**, 1930–1949, doi:10.1175/JAM2316.1.
- Peters, O., and K. Christensen, 2002: Rain: Relaxations in the sky. *Phys. Rev. E - Stat. Physics, Plasmas, Fluids, Relat. Interdiscip. Top.*, **66**, 036120, doi:10.1103/PhysRevE.66.036120.

- , C. Hertlein, K. Christensen, and C. Hertlein, 2002: A Complexity View of Rainfall. *Phys. Rev. Lett.*, **88**, 4, doi:10.1103/PhysRevLett.88.018701.
- Quetelard, H., P. Bessemoulin, R. S. Cerveny, T. C. Peterson, A. Burton, and Y. Boodhoo, 2009: Extreme weather: World-record rainfalls during tropical cyclone gamede. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **90**, 603–608, doi:10.1175/2008BAMS2660.1.
- Rahn, D. A., and T. R. Parish, 2008: A Study of the Forcing of the 22–25 June 2006 Coastally Trapped Wind Reversal Based on Numerical Simulations and Aircraft Observations. *Mon. Weather Rev.*, **136**, 4687–4708, doi:10.1175/2008MWR2361.1.
- Ramis, C., V. Homar, A. Amengual, R. Romero, and S. Alonso, 2013: Daily precipitation records over mainland Spain and the Balearic Islands. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, 2483–2491, doi:10.5194/nhess-13-2483-2013.
- Ramos, A. M., R. M. Trigo, and M. L. R. Liberato, 2014: A ranking of high-resolution daily precipitation extreme events for the Iberian Peninsula. *Atmos. Sci. Lett.*, **15**, 328–334, doi:10.1002/asl2.507.
- , —, and —, 2017: Ranking of multi-day extreme precipitation events over the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.*, **37**, 607–620, doi:10.1002/joc.4726.
- Rasmussen, R., and Coauthors, 2012: How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter precipitation test bed. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **93**, 811–829, doi:10.1175/BAMS-D-11-00052.1.
- Rauber, R. M., 1987: Characteristics of cloud ice and precipitation during wintertime storms over the mountains of northern Colorado. *J. Clim. Appl. Meteor.*, **26**, 488–524, doi:10.1175/1520-0450(1987)026<0488:COCIAP>2.0.CO;2.
- Raupach, T. H., and A. Berne, 2015: Correction of raindrop size distributions measured by Parsivel disdrometers, using a two-dimensional video disdrometer as a reference. *Atmos. Meas. Tech.*, **8**, 343–365, doi:10.5194/amt-8-343-2015.
- Reason, C. J. C., 1994: Orographically trapped disturbances in the lower atmosphere: Scale analysis and simple models. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **53**, 131–136, doi:10.1007/BF01029608.
- , and M. R. Jury, 1990: On the generation and propagation of the southern African coastal low. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **116**, 1133–1151, doi:10.1002/qj.49711649507.
- Reason, C. J. C., and D. G. Steyn, 1990: Coastally trapped disturbances in the lower atmosphere: dynamic commonalities and geographic diversity. *Prog. Phys. Geogr.*, **14**, 178–198, doi:10.1177/030913339001400202.
- Reason, C. J. C., K. J. Tory, and P. L. Jackson, 1999: Evolution of a Southeast Australian Coastally Trapped Disturbance. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **70**, 141–165, doi:10.1007/s007030050031.
- Reason, C. J. C., P. Jackson, and H. Fu, 2000: Dynamical influence of large valleys on the propagation of coastally trapped disturbances. *Meteorol. Appl.*, **259**, 247–259, doi:10.1017/S1350482700001523.
- Reeves, H. D., and Y.-L. Lin, 2007: The Effects of a Mountain on the Propagation of a Preexisting Convective System for Blocked and Unblocked Flow Regimes. *J. Atmos. Sci.*, **64**, 2401–2421, doi:10.1175/JAS3959.1.
- Riosalido, R., A. Rivera, and F. Martín, 1988: Development of a mesoscale convective system in the Spanish Mediterranean Area. *7th Meteosat Scientific User's Meeting*, Madrid, Eumetsat EUM P04, 375–378.
- Roe, G. H., 2005: Orographic Precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 645–671,

doi:10.1146/annurev.earth.33.092203.122541.

- Röhner, L., K.-U. U. Nerding, and U. Corsmeier, 2016: Diagnostic study of a HyMeX heavy precipitation event over Spain by investigation of moisture trajectories. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **142**, 287–297, doi:10.1002/qj.2825.
- Romero, R., J. A. Guijarro, C. Ramis, and S. Alonso, 1998: A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: first exploratory study. *Int. J. Climatol.*, **18**, 541–560, doi:10.1002/(SICI)1097-0088(199804)18:5<541::AID-JOC270>3.0.CO;2-N.
- , C. A. Doswell, and C. Ramis, 2000: Mesoscale Numerical Study of Two Cases of Long-Lived Quasi-Stationary Convective Systems over Eastern Spain. *Mon. Weather Rev.*, **128**, 3731–3751, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3731:MNSOTC>2.0.CO;2.
- Rosenfeld, D., and C. W. Ulbrich, 2003: Cloud Microphysical Properties, Processes, and Rainfall Estimation Opportunities. *Meteorol. Monogr.*, **30**, 237–237, doi:10.1175/0065-9401(2003)030<0237:CMPPAR>2.0.CO;2.
- Sánchez-Laulhé, J. M., and F. Polvorinos, 1995: Entradas bruscas de vientos de levante en la costa norte de Alborán. *Boletín la Asoc. Meteorológica Española*, **18/19**, 30–35.
- Sawyer, J. S., 1959: The introduction of the effects of topography into methods of numerical forecasting. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **85**, 31–43, doi:10.1002/qj.49708536304.
- Schaefer, J. T., and C. A. I. Doswell, 1980: The Theory and Practical Application of Antitriptic Balance. *Mon. Weather Rev.*, **108**, 746–756.
- Schoenberg Ferrier, B., J. Simpson, and W.-K. Tao, 1996: Factors Responsible for Precipitation Efficiencies in Midlatitude and Tropical Squall Simulations. *Mon. Weather Rev.*, **124**, 2100–2125, doi:10.1175/1520-0493(1996)124<2100:FRFPEI>2.0.CO;2.
- Scorer, R. S., 1949: Theory of waves in the lee of mountains. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **75**, 41–56, doi:10.1002/qj.49707532308.
- Seela, B. K., J. Janapati, P.-L. Lin, K. K. Reddy, R. Shirooka, and P. K. Wang, 2017: A Comparison Study of Summer Season Raindrop Size Distribution Between Palau and Taiwan, Two Islands in Western Pacific. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **122**, 11,787–11,805, doi:10.1002/2017JD026816.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Bénard, F. Bouttier, C. Lac, and V. Masson, 2011: The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Mon. Weather Rev.*, **139**, 976–991, doi:10.1175/2010MWR3425.1.
- Shein, K. A., D. P. Todey, F. A. Akyuz, J. R. Angel, T. M. Kearns, and J. L. Zdrojewski, 2013: Revisiting the statewide climate extremes for the United States: Evaluating existing extremes, archived data, and new observations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **94**, 393–402, doi:10.1175/BAMS-D-11-00013.1.
- Smith, P. L., 1984: Equivalent Radar Reflectivity Factors for Snow and Ice Particles. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **23**, 1258–1260, doi:10.1175/1520-0450(1984)023<1258:ERRFFS>2.0.CO;2.
- Smith, R. B., S. Skubis, J. D. Doyle, A. S. Broad, C. Kiemle, and H. Volkert, 2002: Mountain Waves over Mont Blanc: Influence of a Stagnant Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 2073–2092, doi:10.1175/1520-0469(2002)059<2073:MWOMBI>2.0.CO;2.
- Souvereinjs, N., A. Gossart, S. Lhermitte, I. V. Gorodetskaya, S. Kneifel, M. Maahn, F. L. Bliven, and N. P. M. van Lipzig, 2017: Estimating radar reflectivity - Snowfall rate relationships and their uncertainties over Antarctica

- by combining disdrometer and radar observations. *Atmos. Res.*, **196**, 211–223, doi:10.1016/j.atmosres.2017.06.001.
- Stark, D., B. A. Colle, and S. E. Yuter, 2013: Observed Microphysical Evolution for Two East Coast Winter Storms and the Associated Snow Bands. *Mon. Weather Rev.*, **141**, 2037–2057, doi:10.1175/MWR-D-12-00276.1.
- Strauss, L., S. Serafin, and V. Grubišić, 2016: Atmospheric Rotors and Severe Turbulence in a Long Deep Valley. *J. Atmos. Sci.*, **73**, 1481–1506, doi:10.1175/JAS-D-15-0192.1.
- Testud, J., S. P. Oury, R. A. Black, P. Amayenc, and X. Dou, 2001: The Concept of “Normalized” Distribution to Describe Raindrop Spectra: A Tool for Cloud Physics and Cloud Remote Sensing. *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1118–1140, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<1118:TCOND>2.0.CO;2.
- Tokay, A., and D. A. Short, 1996: Evidence from Tropical Raindrop Spectra of the Origin of Rain from Stratiform versus Convective Clouds. *J. Appl. Meteorol.*, **35**, 355–371, doi:10.1175/1520-0450(1996)035<0355:EFTRSO>2.0.CO;2.
- Toloui, M., S. Riley, J. Hong, K. Howard, L. P. Chamorro, M. Guala, and J. Tucker, 2014: Measurement of atmospheric boundary layer based on super-large-scale particle image velocimetry using natural snowfall. *Exp. Fluids*, **55**, 1737, doi:10.1007/s00348-014-1737-1.
- Trapero, L., J. Bech, F. Duffourg, P. Esteban, and J. Lorente, 2013: Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **13**, 2969–2990, doi:10.5194/nhess-13-2969-2013.
- Trenberth, K. E., 1999: Atmospheric moisture recycling: Role of advection and local evaporation. *J. Clim.*, **12**, 1368–1381, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<1368:AMRROA>2.0.CO;2.
- , A. Dai, R. M. Rasmussen, and D. B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **84**, 1205–1217+1161, doi:10.1175/BAMS-84-9-1205.
- Tridon, F., J. Van Baelen, and Y. Pointin, 2011: Aliasing in Micro rain radar data due to strong vertical winds. *Geophys. Res. Lett.*, **38**, n/a-n/a, doi:10.1029/2010GL046018.
- Ulbrich, C. W., 1983: Natural Variations in the Analytical Form of the Raindrop Size Distribution. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **22**, 1764–1775, doi:10.1175/1520-0450(1983)022<1764:NVITAF>2.0.CO;2.
- Ulbrich, C. W., and D. Atlas, 1998: Rainfall Microphysics and Radar Properties: Analysis Methods for Drop Size Spectra. *J. Appl. Meteorol.*, **37**, 912–923, doi:10.1175/1520-0450(1998)037<0912:RMARPA>2.0.CO;2.
- Uplinger, W., 1981: A new formula for raindrop terminal velocity. *20th Conference on Radar Meteorology*, A.M. Society, Ed., Boston (MA), 389–391.
- Vazquez, L. A., 1995: Tramuntana y mestral en cataluña. *Butll. Soc. Catalana Cienc.*, **XV**, 65–68.
- Wen, L., K. Zhao, G. Zhang, M. Xue, B. Zhou, S. Liu, and X. Chen, 2016: Statistical characteristics of raindrop size distributions observed in East China during the asian summer monsoon season using 2-D video disdrometer and micro rain radar data. *J. Geophys. Res.*, **121**, 2265–2282, doi:10.1002/2015JD024160.
- WMO, 2014: Measurement of Precipitation. *Guide to Meteorological Instruments and Methods of Observation*, World Meteorological Organization (WMO), Geneva, Switzerland, 186–221.
- Wussow, G., 1922: Untere Grenzwerte dichter Regenfälle. *Meteorol. Zeitschrift*, **39**, 173–178.

- Xercavins, A., 1985: Els climes del Pirineu Oriental: des de les terres gironines fins a la Catalunya Nord i Andorra. *Doc. d'Anàlisi Geogràfica*, **7**, 81–102.
- Xu, Q., M. Xue, and K. K. Droegemeier, 1996: Numerical simulations of density currents in sheared environments within a vertically confined channel. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 770–786, doi:10.1175/1520-0469(1996)053<0770:NSODCI>2.0.CO;2.
- Xue, M., 2000: Density currents in two-layer shear flows. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **126**, 1301–1320, doi:10.1256/smsqj.56505.
- Yuter, S. E., and R. A. Houze, 2003: Microphysical modes of precipitation growth determined by S-band vertically pointing radar in orographic precipitation during MAP. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **129**, 455–476, doi:10.1256/qj.01.216.
- Zagrodnik, J. P., L. A. McMurdie, and R. A. Houze, 2018: Stratiform Precipitation Processes in Cyclones Passing over a Coastal Mountain Range. *J. Atmos. Sci.*, **75**, 983–1004, doi:10.1175/JAS-D-17-0168.1.
- Zhang, H., K. Fraedrich, R. Blender, and X. Zhu, 2013a: Precipitation Extremes in CMIP5 Simulations on Different Time Scales. *J. Hydrometeorol.*, **14**, 923–928, doi:10.1175/JHM-D-12-0181.1.
- , ———, X. Zhu, R. Blender, and L. Zhang, 2013b: World's Greatest Observed Point Rainfalls: Jennings (1950) Scaling Law. *J. Hydrometeorol.*, **14**, 1952–1957, doi:10.1175/JHM-D-13-074.1.
- Zhu, Y., and R. E. Newell, 1998: A Proposed Algorithm for Moisture Fluxes from Atmospheric Rivers. *Mon. Weather Rev.*, **126**, 725–735, doi:10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2.

ANNEXES

Annex A: Visualització d'una sèrie sintètica de partícules precipitants

En aquest annex es mostra una visualització disdromètrica d'una sèrie sintètica elaborada a partir de l'ajust gamma (equació II.2) de partícules precipitants utilitzant els intervals de mesura d'un disdròmetre Parsivel.

La figura A-1 representa la matriu disdromètrica (diàmetre vs. velocitat) per a una precipitació estacionària amb valors mitjans de $\mu = 0$, $\Lambda = 3 \text{ mm}^{-1}$ i $N_0 = 10^3 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ a l'esquerre i de $\mu = 2$, $\Lambda = 3 \text{ mm}^{-1}$ i $N_0 = 10^3 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ a la dreta. El diàmetre de les partícules a cada instant de temps s'ha calculat aplicant la funció gamma a valors aleatoris de μ , Λ i N_0 en una distribució normal amb $\sigma(\mu) = 0.2$, $\sigma(\Lambda) = 0.4 \text{ mm}^{-1}$ i $\sigma(N_0) = 5 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$. La velocitat de cada partícula s'ha calculat mitjançant un valor aleatori en una distribució normal centrada en la velocitat teòrica de la partícula calculada usant la relació d'Uplinger (1981) i una $\sigma = 5 \text{ m s}^{-1}$.

Per tant, la figura mostra com canviaria la distribució ideal de mides i velocitats de les partícules precipitants en el cas de que es modifiqui el paràmetre μ de la precipitació. Per $\mu = 0$ s'observa com dominen les partícules petites de menys de 0.5 mm, mentre que per $\mu = 2$ dominen majoritàriament partícules mitjanes al voltant de 1 mm.

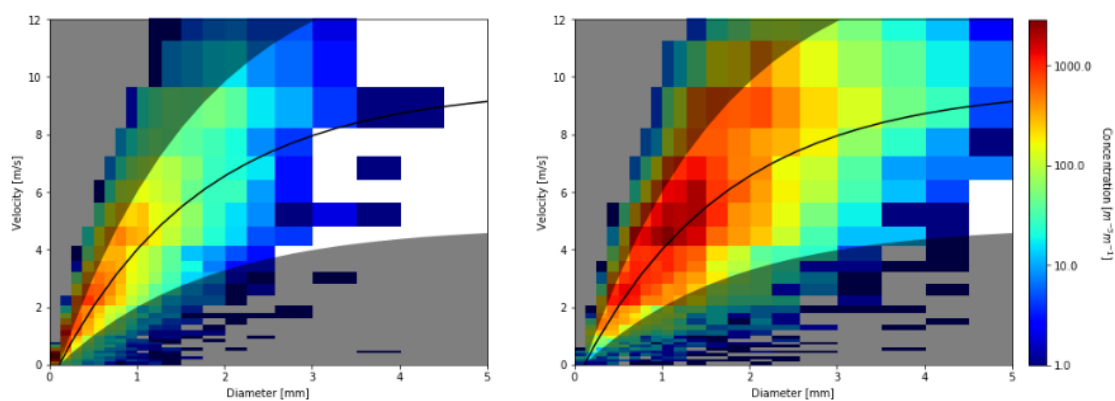
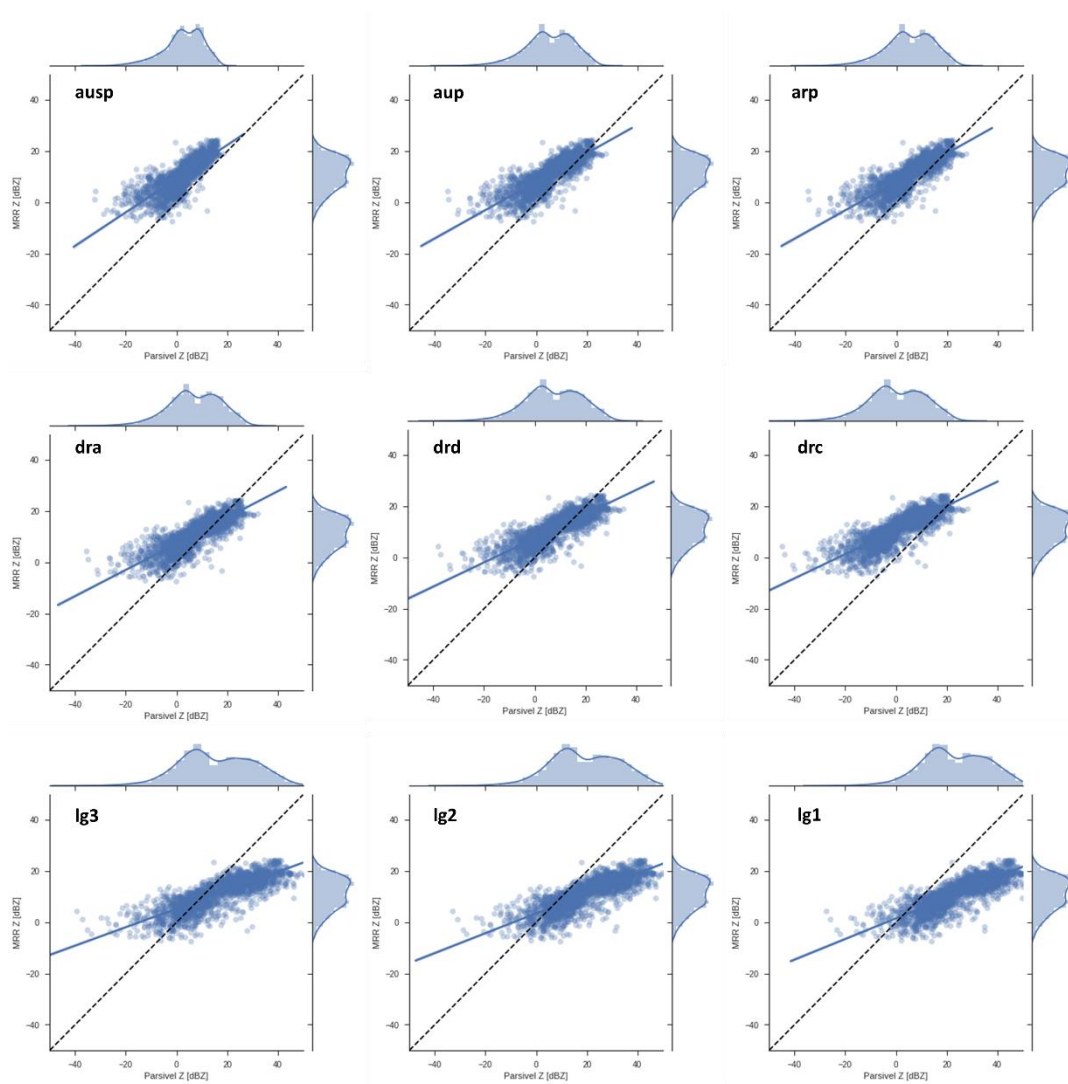


Figura A-1. Matriu disdromètrica d'una sèrie sintètica amb paràmetres $\mu = 0$, $\Lambda = 3 \text{ mm}^{-1}$ i $N_0 = 10^3 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ a l'esquerre i de $\mu = 2$, $\Lambda = 3 \text{ mm}^{-1}$ i $N_0 = 10^3 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$ a la dreta (considerant una distribució normal amb $\sigma(\mu) = 0.2$, $\sigma(\Lambda) = 0.4 \text{ mm}^{-1}$ i $\sigma(N_0) = 5 \text{ m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$). La visualització utilitza els intervals d'un disdròmetre Parsivel per facilitar la comparació amb mesures reals. La línia negra mostra la relació d'Uplinger (1981).

Annex B: Mètode per escollir el cristall simple de neu més adequat amb el MRR i el Parsivel.

Per a l'episodi del 15-16 de gener de 2018 (Secció II-4.3), hem realitzat una anàlisi per identificar quin tipus de cristall de neu és més probable que observem amb Parsivel i MRR i en absència d'altre informació. Per fer-ho hem partit de les mesures de reflectivitat en l'interval de mesura més proper a terra en el MRR i els hem comparat amb la reflectivitat efectiva mesurada per al Parsivel usant la metodologia esmentada en la Secció II-2.7.1 per diferents relacions mida-massa obtinguts per Locatelli and Hobbs (1974). Els resultats es mostren en la figura B-1.



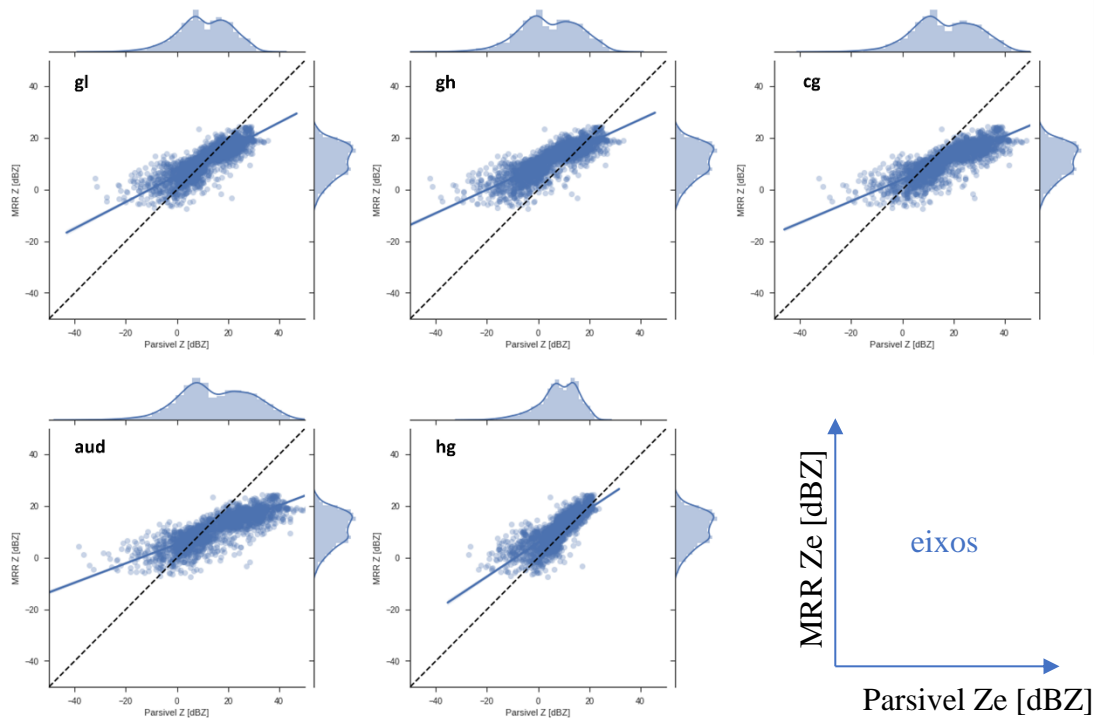


Figura B-1. Regressió lineal entre la reflectivitat MRR calculat al 3r interval d'alçada i la reflectivitat equivalent calculada pel Parsivel utilitzant 14 relacions empíriques diferents de cristalls. La línia puntejada negra indica la relació 1:1.

ausp: aggregates of unrimed side planes

aup: aggregates of unrimed assemblages of plates, side planes, bullets and columns

ard: aggregates of densely rimed assemblages of dendrites

aud: aggregates of unrimed assemblages of dendrites

dra: densely rimed assemblages of dendrites

drd: densely rimed dendrites

drc: densely rimed columns

lg#: lump graupel

gl: graupel-like snow lump type

gh: graupel-like snow hexagonal type

cg: conical graupel

hg: hexagonal graupel

Annex C: Rècords pluviomètrics d'Espanya per a diferents escales.

En la Part II d'aquesta tesi mostrem els rècords pluviomètrics a múltiples escales temporals per a tota Espanya a partir dels registres de pluviòmetres d'AEMET. En aquest annex volem ampliar aquesta informació per a que pugui servir com a referència per a l'estudi d'episodis de precipitacions intenses.

1. Taula I-2 actualitzada després dels episodis de Octubre de 2018

Durant l'octubre de 2018 es van superar tots els rècords de precipitació de la Taula I-2 (pàgina 25) de 10 minuts fins a 6 hores en només dos episodis ocorreguts en Vinaròs (Castelló) el 19 d'octubre i Alpendeire (Málaga) el 21 d'octubre. A continuació es mostra la taula de rècords a Espanya actualitzada:

Període de temps	Rècords de Espanya (RE)				Records Mundials (RM)		Proporció (%)
	Id.	Localització	PCP (mm)	Data	Localització	PCP (mm)	
10 min	1	Vinaròs, Castelló	44.7	19 Oct 2018	N/A	N/A	N/A
20 min	1	Vinaròs, Castelló	77.0	19 Oct 2018	Romania	206	36.0
30 min	2	Vinaròs, Castelló	103.0	19 Oct 2018	Xina	280	31.4
60 min	3	Vinaròs, Castelló	159.2	19 Oct 2018	Xina	401	32.4
2 hores	4	Vinaròs, Castelló	214.8	19 Oct 2018	Xina	489	39.5
3 hores	4	Vinaròs, Castelló	235.0	19 Oct 2018	USA	724	28.3
4 hores	5	Alpendeire, Málaga	259.6	21 Oct 2018	N/A	N/A	N/A
5 hores	5	Alpendeire, Málaga	278.8	21 Oct 2018	N/A	N/A	N/A
6 hores	5	Alpendeire, Málaga	289.2	21 Oct 2018	Xina	840	32.7
9 hores	6	Oliva, Valencia	306.4*	3 Nov 1987	La Reunió	1087	28.2
12 hores	6	Oliva, Valencia	408.5*	3 Nov 1987	N/A	N/A	N/A
18 hores	6	Oliva, Valencia	612.8*	3 Nov 1987	La Reunió	1589	38.6
1 dia	6	Oliva, Valencia	817.0	3 Nov 1987	La Reunió	1825	44.8
2 dies	7	Xàvia, Alacant	878.0	1-2 Oct 1957	Índia	2493	35.2
3 dies	7	Xàvia, Alacant	978.0	1-3 Oct 1957	La Reunió	3929	24.9
4 dies	7	Xàvia, Alacant	978.0	1-3 Oct 1957	La Reunió	4869	20.1
5 dies	7	Xàvia, Alacant	978.0	1-3 Oct 1957	La Reunió	4979	19.6
6 dies	8	Sauces, Santa Cruz de Tenerife	984.8	24-29 Feb 1988	La Reunió	5075	19.4
7 dies	9	Grazalema, Cadiz	1023.2	14-20 Des 1958	La Reunió	5400	18.9
8 dies	9	Grazalema, Cadiz	1099.2	14-21 Des 1958	La Reunió	5510	19.9
9 dies	9	Grazalema, Cadiz	1226.2	14-22 Des 1958	La Reunió	5512	22.2
10 dies	9	Grazalema, Cadiz	1273.6	13-22 Des 1958	La Reunió	5678	22.4
11 dies	9	Grazalema, Cadiz	1277.2	12-22 Des 1958	La Reunió	5949	21.5
12 dies	9	Grazalema, Cadiz	1280.0	12-23 Des 1958	La Reunió	5949	21.5
13 dies	9	Grazalema, Cadiz	1282.2	11-23 Des 1958	La Reunió	6072	21.1
14 dies	9	Grazalema, Cadiz	1282.2	11-23 Des 1958	La Reunió	6082	21.1
15 dies	9	Grazalema, Cadiz	1284.8	9-23 Des 1958	La Reunió	6083	21,1
20 dies	9	Grazalema, Cadiz	1454.1	3-23 Des 1958	N/A	NA	N/A
31 dies	10	Cortes de la Frontera, Málaga	1674.0	18 Nov – 18 Des 1989	N/A	N/A	N/A
1 natural mes		Caldera Taburiente, Santa Cruz de Tenerife	1626.1	1-31 Gen 1979	Índia	9300	17.5
2 mesos	10	Cortes de la Frontera, Málaga	2420.0	Des 1995 – Gen 96	Índia	12767	19.0
3 mesos	11	Casteloais, Ourense	2866.8	Nov 1959 – Gen 60	Índia	16369	17.5
4 mesos	11	Casteloais, Ourense	3269.9	Nov 1959 – Feb 60	Índia	18738	17.5
5 mesos	12	Casas do Porto, A Coruña	3835.8	Nov 2000 – Mar 01	Índia	20412	18.8
6 mesos	12	Casas do Porto, A Coruña	4176.1	Oct 2000 – Mar 01	Índia	22454	18.6
9 mesos	12	Casas do Porto, A Coruña	4680.1	Ago 2000 – Abr 01	N/A	N/A	N/A
12 mesos	12	Casas do Porto, A Coruña	5503.4	Abr 2000 – Mar 01	Índia	26461	20.8
18 mesos	13	Dodro, A Coruña	7523.6	Oct 1984 – Mar 86	N/A	N/A	N/A
24 mesos	11	Casteloais, Ourense	8991.5	Feb 1958 – Gen 60	Índia	40768	22.1

Mostrem també els gràfics d'acumulació màxima per cada escala temporal (figura C-1) per cadascun d'aquests episodis.

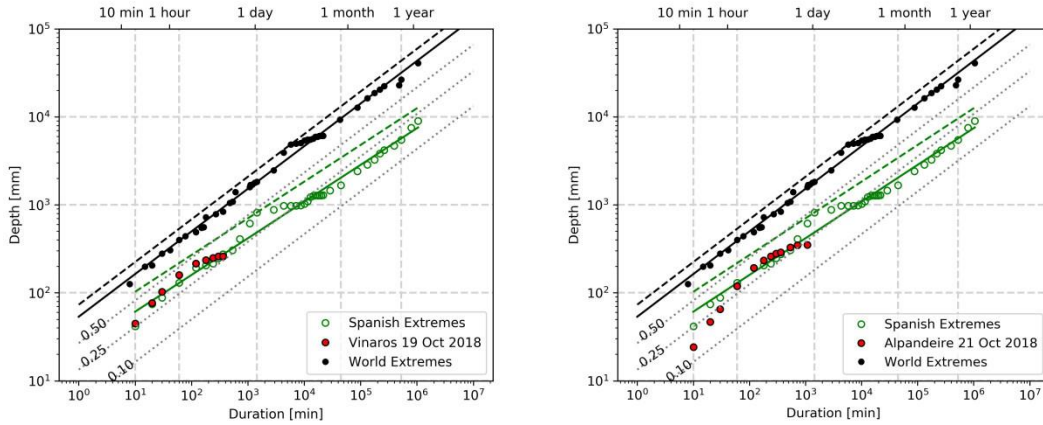


Figura C-1. Com en la figura I-5 superposant les precipitacions màximes per a cada període ocorregudes a Vinaròs el 19-Oct-2018 (esquerra) i a Alpedreire el 21-Oct-2018 (dreta)

2. Els 10 episodis més extrems per a cada escala de temps a Espanya

Per evitar posar moltes pàgines de dades, el lector pot descarregar aquesta informació a la següent adreça electrònica en format digital:

<https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/action/downloadSupplement?doi=10.1002%2Fjoc.5144&file=joc5144-sup-0001-TableS1.txt>

1. Rècords de precipitació per a cada escala per província

A continuació es mostren les precipitacions extremes (en mm) per a cada província de l'Estat espanyol

DURATION [min] PROVINCE	10m	20m	30m	60m	2H	3H	4H	5H	6H	9H	12H	18H	1D	2D	3D	4D	5D	6D	7D	8D	9D	10D	11D	12D	13D	14D	15D	20D	31D	2M	3M	4M	5M	6M	9M	12M	18M	24M		
BARCELONA	30.6	45.4	53.0	74.4	94.6	101.6	105.2	111.2	124.6	151.8	163.7	195.0	275.0	360.0	484.0	517.0	530.0	530.0	530.0	530.0	604.0	604.0	604.0	608.0	660.0	666.0	666.0	713.0	730.0	888.0	1039.0	1197.0	1231.0	1344.6	1945.7	2213.6	2789.7	3599.0		
TARRAGONA	29.4	45.7	64.1	94.0	110.6	127.6	146.6	163.6	164.8	165.2	177.2	197.0	340.0	419.2	424.1	457.7	487.9	508.0	508.0	508.0	508.0	508.0	567.0	641.0	666.5	666.5	666.5	731.5	749.5	777.8	926.2	1069.3	1089.6	1331.5	1688.8	2188.1	2570.0			
GIRONA	30.5	39.2	50.0	68.6	75.3	88.3	102.1	115.1	124.1	131.9	136.0	159.7	430.0	678.0	801.5	866.5	870.1	874.0	876.7	884.5	885.8	894.4	898.0	901.9	904.6	912.4	913.7	926.7	1049.0	1124.3	1436.8	1454.0	1705.9	1743.0	2696.2	3149.2	3904.2	4400.0		
LLEIDA	26.4	48.0	52.0	68.0	77.3	81.2	89.5	93.4	93.4	93.4	93.8	93.8	252.0	314.0	430.0	570.0	575.0	577.0	588.0	621.0	626.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	629.0	
CANTABRIA	31.9	46.0	60.0	96.2	107.8	115.2	121.8	124.6	125.9	134.2	142.8	148.0	242.9	324.8	387.8	419.3	426.5	440.9	473.1	489.1	493.0	497.5	497.5	497.5	512.0	529.7	542.7	692.7	881.4	1113.1	1399.9	1837.7	2092.7	2377.0	2780.8	3509.7	5253.0	5930.0		
CORDOBA	33.6	41.4	60.0	111.6	155.2	184.4	201.6	210.2	212.6	213.4	213.8	213.8	218.0	233.0	311.6	348.6	365.6	383.8	398.8	423.7	485.4	522.2	534.2	545.0	575.0	577.0	633.2	695.4	746.6	885.7	1077.0	1251.3	1375.2	1524.1	1635.6	1977.3	2925.6	3410.0		
HUELVA	25.4	45.0	65.6	99.6	117.1	141.2	144.8	146.4	158.4	160.0	160.0	169.9	251.0	252.0	287.0	428.0	447.2	461.7	468.9	468.9	483.4	483.4	505.7	524.2	555.7	562.7	582.2	675.0	930.9	1113.7	1546.5	1614.2	1737.3	1854.4	1974.6	2366.1	3344.7	3900.0		
SEVILLA	24.2	37.0	49.0	68.8	73.0	76.2	80.5	89.6	94.0	97.8	102.9	130.3	300.5	490.5	490.5	490.5	691.2	691.2	691.7	691.7	691.7	750.0	778.0	798.5	816.5	833.7	839.2	894.0	1030.1	1205.2	1539.3	1635.0	1694.5	1789.3	2050.6	1942.3	2978.1	3410.0		
JAEN	19.4	27.6	34.2	41.6	42.8	55.2	58.4	64.0	66.8	72.8	90.4	106.3	291.0	313.0	314.5	393.2	477.2	553.3	595.3	595.3	602.5	617.0	647.0	657.0	669.0	669.0	669.0	669.0	692.8	820.9	1403.9	1468.6	1757.3	1960.1	2162.9	2549.6	2773.4	4054.5	4810.0	
GRANADA	23.0	32.8	42.0	62.0	66.2	73.2	74.2	74.4	74.4	89.2	110.2	143.2	600.0	600.0	605.0	667.0	767.0	767.0	789.2	839.2	860.2	860.2	860.2	867.7	867.7	867.7	867.7	911.0	1502.2	2302.2	2503.4	2515.5	2579.7	2682.6	2935.3	3167.0	3561.0	3610.0		
ALMERIA	21.3	35.8	52.3	84.3	134.8	183.4	216.3	248.3	274.9	301.9	314.6	316.2	600.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	730.0	
CADIZ	27.2	39.4	51.4	62.9	98.9	129.7	150.5	151.0	151.0	183.8	195.9	235.6	348.9	535.7	710.9	822.4	829.2	921.2	1023.2	1099.2	1226.2	1273.6	1277.2	1280.0	1282.2	1282.2	1284.8	1454.1	1642.6	2258.1	3021.0	3093.1	3317.4	3791.7	4250.6	4432.8	7096.1	7740.0		
MALAGA	41.6	74.2	86.0	100.6	139.6	194.4	206.0	209.6	211.6	213.8	227.0	235.2	313.0	504.0	568.0	700.0	815.0	822.0	822.0	822.0	846.2	862.0	987.0	1039.0	1057.0	1215.0	1674.0	2420.0	2639.0	2770.5	2915.5	3132.5	3373.5	3961.1	4748.9	5260.0	5620.0			
ALICANTE	30.0	50.0	60.5	99.8	131.3	150.0	190.0	245.2	266.7	269.5	269.5	270.3	425.0	878.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	978.0	
VALENCIA	32.7	47.0	58.5	101.9	160.0	184.9	196.2	196.2	196.2	197.0	210.2	228.0	817.0	864.0	881.0	883.0	884.5	894.5	903.5	903.5	903.5	903.5	903.5	903.5	903.5	904.0	920.1	1047.4	1133.7	1348.4	1573.4	1599.2	1770.1	1909.2	2635.1	3359.0	3510.0			
CASTELLON	32.2	51.6	52.2	78.0	82.4	105.0	118.7	126.3	135.2	166.3	182.1	204.9	365.0	470.0	570.0	610.0	645.0	661.0	661.0	661.0	661.0	661.0	661.0	661.0	661.0	661.0	661.0	676.4	793.4	954.3	1068.3	1205.2	1313.7	1381.1	1604.5	1830.7	2188.8	2820.0		
TERUEL	24.2	39.0	47.8	57.0	68.6	70.6	71.0	73.8	80.2	82.4	82.4	84.3	293.0	426.0	454.0	479.5	495.0	533.3	562.2	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	577.5	
HUESCA	33.8	49.4	51.1	61.0	81.4	92.2	105.2	107.8	107.8	120.4	131.1	166.8	700.5	735.5	740.5	745.7	748.0	792.0	810.0	815.0	853.0	893.0	955.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	973.0	
ZARAGOZA	31.0	37.9	42.5	61.0	65.2	65.2	65.2	65.2	65.2	70.7	78.8	79.6	79.8	205.0	276.0	277.0	277.0	330.0	340.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	347.0	
GUADALAJARA	21.4	30.0	34.4	41.4	45.4	51.0	61.4	63.2	63.2	65.6	69.8	71.4	164.8	178.0	239.0	276.0	309.0	314.0	316.0	319.0	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1	320.1
CUENCA	22.2	43.7	57.6	66.7	70.8	75.0	77.2	78.6	78.6	78.6	78.6	78.6	126.6	320.8	320.8	385.0	385.0	395.3	395.3	395.3	397.0	480.0	489.0	499.3	499.3	499.3	499.3	531.0	575.0	629.0	865.3	995.2	1133.0	1293.2	1427.2	1627.3	1806.1	2192.5	3194.1	3486.0
TOLEDO	25.8	35.2	40.0	55.1	79.8	81.7	84.8	87.6	93.6	101.0	105.6	136.0	170.0	221.8	263.0	320.4	343.4	364.2	379.2	379.2	416.2	453.7	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	457.8	
ALBACETE	40.4	54.5	55.6	65.4	101.8	118.8	128.3	132.9	134.8	136.5	137.0	137.2	207.0	279.0	280.0	286.0	292.6	306.5	346.6	373.5	401.6	431.7	457.1	477.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	480.4	
CIUDAD REAL	18.7	21.0	29.4	32.9	38.8	44.4	49.8	51.0	57.6	61.6	70.2	77.2	205.0	205.0	205.0	226.3	243.2	259.1	280.0	311.5	326.5	357.5	384.5	386.5	392.0	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	435.5	
LEON	23.5	41.1	51.3	59.5	59.5	59.5	59.5	60.4	72.6	94.2	101.8	117.8	220.1	320.0	470.0	560.0	710.0	725.0	740.0	820.0	835.0	835.0	835.0	850.0	850.0	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	854.5	
BURGOS	27.6	33.4	44.4	64.2	92.4	92.6	92.6	92.6	93.0	93.2	93.4	93.4	275.0	275.0	385.0	438.0	438.0	488.0	553.0	553.0	559.6	559.6	560.3	560.3	560.3	587.0	626.4	762.7	842.3	975.3	1183.2	1406.6	1618.5	1867.8	2608.2	3260.1	4647.0	5770.0		
VALLADOLID	19.0	34.7	39.0	42.6	45.1	45.7	47.1	53.6	57.6	62.5	62.5	68.2	168.0	168.0	180.0	210.0	210.0	211.0	211.0	211.0	219.0	219.0	232.0	242.0	254.0	269.0	273.0	285.0	405.0	547.0	735.0	848.0	981.0	1117.0	1404.4	1516.0	2030.3	2440.0		
PALENCIA	24.7	34.7	40.7	49.8	53.5	58.2	61.4	62.4	62.7	80.6	94.4	106.8	217.0	233.0	301.5	359.3	416.9	434.3	436.6	449.2	476.0	476.0	476.0	476.0	476.0	514.4	519.6	546.0	690.9	953.2	1374.2	1623.5	2036.7	2207.7	2415.1	2871.0	3636.5	4460.0		
ZAMORA	19.2	26.2	34.2	43.4	45.0	48.6	50.2	50.2	54.8	73.6	84.0	99.0	212.0	332.0	346.7	436.0	494.3	527.7	533.2	538.4	549.8	589.0	603.5	622.2	679.6	705.2	708.6	808.1	1063.9	1366.6	1856.4	2331.1	2727.3	2802.3	3004.5	3371.2	4475.3	5040.0		
SORIA	27.4	36.2	45.2	62.4	64.6	67.4	68.4	69.4	69.8	69.8	74.5	85.3	214.9	216.8	252.2	300.4	325.9	343.2	355.1	393.2	413.2	430.5	439.6	441.3	442.0	442.8	469.5	539.2	604.8	709.9	1008.2	1139.0	1489.6	1600.8	1794.9	2073.4	2651.8	3160.0		
SEGOVIA	25.0	28.0	36																																					

Annex D: Contribucions de la tesi

Durant el transcurs d'aquesta tesi s'han realitzat diverses comunicacions científiques presentant els resultats de la tesi tant en revistes JCR com en diferents congressos. A continuació es dona una llista detallada de les diferents contribucions i s'adjunta un exemplar de cada publicació realitzada:

Publicacions indexades en revistes JCR

- Gonzalez, S.** and Bech, J. (2017), Extreme point rainfall temporal scaling: a long term (1805–2014) regional and seasonal analysis in Spain. *International Journal of Climatology*, **37**: 5068-5079. doi: [10.1002/joc.5144](https://doi.org/10.1002/joc.5144)
- Gonzalez, S.**, Callado, A., Werner, E., Escribà, P. and Bech, J. (2018), Coastally-Trapped Disturbances Caused by the Tramontane Wind on the North-Western Mediterranean: Numerical Study and Sensitivity to Short-Wave Radiation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **144**: 1321-1336. doi:[10.1002/qj.3320](https://doi.org/10.1002/qj.3320)
- Lolli, S., D'Adderio, L.P., Campbell, J.R., Sicard, M., Welton, E.J., Binci, A., Rea, A., Tokay, A., Comerón, A., Barragan, R., Baldasano, J.M., **Gonzalez, S.**, Bech, J., Afflitto, N., Lewis, J.R., Madonna, F. (2018) Vertically Resolved Precipitation Intensity Retrieved through a Synergy between the Ground-Based NASA MPLNET Lidar Network Measurements, Surface Disdrometer Datasets and an Analytical Model Solution. *Remote Sens.*, **10**: 1102. doi: [10.3390/rs10071102](https://doi.org/10.3390/rs10071102)
- Udina, M., Bech, J., **Gonzalez, S.**, Soler, M.R., Paci, A., Miró, J.R., Trapero, L., Donier, J.M., Douffet, T., Codina, B., Pineda, N. (2019). Multi-sensor observations of an elevated rotor during a mountain wave event in the Eastern Pyrenees. (enviat)
- Gonzalez, S.**, Bech, J., Udina, M., Codina, B., Paci, A., Trapero, L. (2019) Decoupling between precipitation processes and mountain wave induced circulations observed with a vertically pointing K-band Doppler radar. (enviat)

Contribucions en congressos

- Gonzalez S.**, Bech J. Multiscale extreme rainfall events for Catalonia and the Spanish Mediterranean area. XXII Jornades Fontserè, Barcelona, 26 Nov 2016
- Gonzalez S.**, Bech J. A power law scaling beneath the extreme point-based rainfalls in Spain. 6th MetMed, Zagreb, 20-22 Feb 2017
- Udina M. et al. The Cerdanya-2017 observation field campaign: Cold Pool (CCP'17) and Gravity Waves and Orographic Precipitation (GWOP'17). 6th MetMed, Zagreb, 20-22 Feb 2017
- Bech J., **Gonzalez S.** Absolute Extreme Point Rainfall Depth vs. Duration Scaling Analysis in Spain. 6th MetMed, Zagreb, 20-22 Feb 2017
- Paci A. et al. The Cerdanya-2017 field experiment: an overview of the campaign and a few preliminary results. 34th International Conference on Alpine Meteorology, Reykjavík, 18-23 Jun 2017
- Bech J. et al. Overview of Gravity Waves, Orographic Precipitation and related processes in The Cerdanya-2017 field

experiment. 10th HyMeX Workshop, Barcelona, 4-7 Jul 2018

Bech J., **Gonzalez S.** Extreme Point Rainfall Temporal Scaling and associated Atmospheric Processes. XXXV Jornadas Científicas de la AME – 19º Encuentro Hispano-Luso de Meteorología, León, 5-7 Mar 2018

Gonzalez S., Callado A., Werner E., Escribà P., Bech J. Coastal trapped disturbances en el litoral catalán: un peligro aeronáutico. VI Simposio de AEMET, Madrid, 18-20 Set 2018

156

Bech J., **Gonzalez S.** Analysis of extreme point rainfall temporal scaling in Spain (1805—2014). 11th HyMeX Workshop, Lecce, 29 May-2 Jun 2018

Casellas E., Bech J., Veciana R., Pineda N., Rigo T., Moré J., **Gonzalez S.**, Paci A. Multisource data verification of a weather radar surface precipitation type product. 10th European Conference on Radar in Meteorology & Hydrology, Ede-Wageningen, 1-6 Jul 2018

Pineda N., Montanyà J., Romero D., Bech J., Casellas E., **Gonzalez S.** Meteorological aspects of Winter upwardlighting from an instrumented tower in the Pyrenees. 34th International Conference on Lighting Protection, Rzeszow, 2-7 Sep 2018

Gonzalez, S., Callado, A., Werner, E., Escribà, P. and Bech, J. “Coastal Trapped Disturbances” en el litoral catalán: un peligro aeronáutico. VI Simposio Nacional de Predicción, Madrid 17-19 Sep 2018

Extreme point rainfall temporal scaling: a long term (1805–2014) regional and seasonal analysis in Spain

Sergi Gonzalez^{a,b,*}  and Joan Bech^a 

^a Department of Applied Physics – Meteorology, University of Barcelona, Spain

^b Meteorological Surveillance and Forecasting Group, DT Catalonia, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), Barcelona, Spain

ABSTRACT: This paper presents a regional and seasonal study of extreme point rainfall scaling from 10 min to 2 years. To do this, the highest point-based rainfall list based on these temporal periods was calculated from the Spanish Meteorological Service (AEMET) precipitation databases with more than 11 000 rain-gauge stations, with the longest series ranging from 1805 to 2014 (209 years). This list constitutes the register of single station largest amounts of precipitation in Spain ever recorded for selected periods, including for example the values for 2 h (193 mm), 24 h (817 mm) or 1 year (5503 mm). Rainfall extremes for 10 min periods are evenly distributed in coastal and inland areas. Daily precipitation extremes are mostly concentrated over the Mediterranean coast while from durations from one month to two years, extremes are located in southern and northwest Spain. Extreme data obtained were compared with existing worldwide rainfall records for equivalent periods. Results indicate that Spanish extreme rainfall scaling relating R depth (in mm) against D duration (in minutes) may be expressed as a potential law $R = 21.8 D^{0.422}$ ($R = 43.6 D^{0.507}$ for worldwide data). We propose the upper envelope line (greater or equal to extreme rainfall values) parallel to the potential fit law as a simple method to estimate possible extreme records for different time scales. Using this method, worldwide envelope may be expressed as $R = 60.5 D^{0.507}$ and the Spanish envelope as $R = 39.3 D^{0.422}$. Further analysis stratifying results by season and region show that seasonal scaling has more variability than regional scaling. The methodology described can be readily applied to other regions for which detailed rainfall databases exist. Applications of the results include using the scaling found as a reference for classification of heavy precipitation events for temporal scales.

KEY WORDS extreme precipitation; rainfall depth duration scaling; rainfall ranking; heavy precipitation event; Spain

Received 20 November 2016; Revised 1 April 2017; Accepted 24 April 2017

1. Introduction

The study of extreme rainfall point records, i.e. absolute maximum precipitation amounts registered at specific stations, has been a relevant research topic for decades given the implications for water cycle management purposes, meteorological processes involved, hydraulic design, flood early warning systems or climatological analysis, more recently, in a context of climate change. Wussow (1922) studied point heavy rainfall events in Germany for aggregation periods between 30 min and 24 h and found that maximum rainfall records R , expressed in mm, increased with duration D , in minutes, according to $R = \sqrt{20D}$, i.e. showing a power-law dependence between depth and duration with exponent 0.5. Jennings (1950) presented a collection of the world greatest observed point rainfalls for 39 different time periods spanning from 1 min to 2 years, plotting them in a log–log graph which showed an approximately linear dependence, consistent with a power-law behaviour. Paulhus (1965) updated the record list of Jennings with some new values and, considering 29 records, fitted an envelope curve to the data using a power law, obtaining 0.475 for the exponent. This relationship has

been quoted as Jennings's scaling law in some studies such as Galmarini *et al.* (2004), Zhang *et al.* (2013a,2013b) or Breña-Naranjo *et al.* (2015) and represents the maximum rainfall amount possible in a given time period limited by physical factors such as moisture availability, atmospheric instability, large scale dynamics or orographic factors. Substantial efforts have been devoted to study this scaling law, for example using multifractal theory (Hubert *et al.*, 1993), statistical autocorrelation (Galmarini *et al.*, 2004) or stochastic truncated autoregressive models (Zhang *et al.*, 2013b). In a framework of physical complex systems, the precipitation process has been described formally as a self-organized critical process, like other natural phenomena such as earthquakes (Peters and Christensen, 2002; Peters *et al.*, 2002).

With a similar approach Monjo (2016) defined a dimensionless n -index, which was the exponent of the power function fitting the greatest rainfall for different time periods at a given location to analyse individual rain events and Moncho *et al.* (2009, 2011) applied it for analysing extreme rainfall and intensity–duration–frequency curves. In fact, the exponent of the power-law scaling function of Jennings's law is 1 minus the n -index. Monjo and Martin-Vide (2016) used an ordered version of n -index to measure the climate concentration of the daily rainfall around the world showing its fractal behaviour.

* Correspondence to: S. Gonzalez, DT Catalonia, AEMET. C/Arquitecte Sert, 1, E-08003, Barcelona, Spain. E-mail: sgonzalez@amet.es

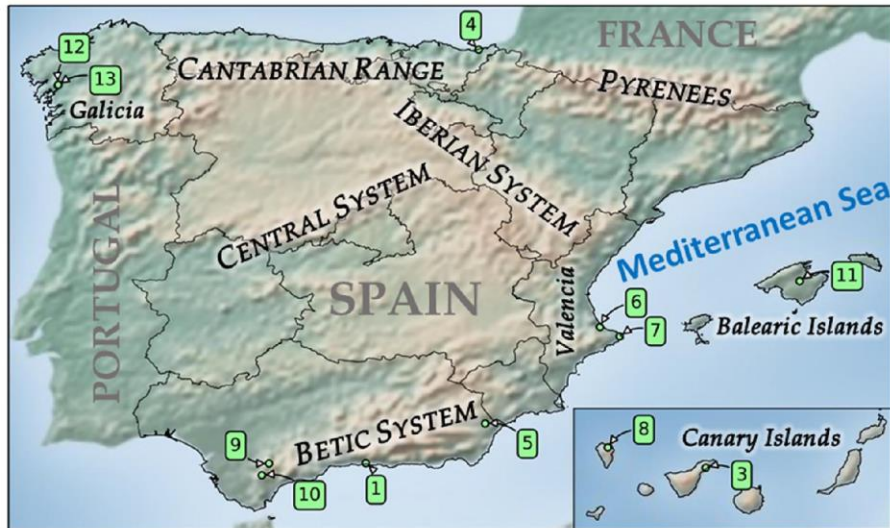


Figure 1. Geographic distribution of the SE and locations used in this study. Labelled numbers show the episode Id. which produced the extreme rainfall (see Table 1). Lower (higher) numbers indicate shorter (larger) scales. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com].

Many other studies regarding extreme precipitation have been performed based on the analysis of long term rainfall data and the development of depth against duration relations which allowed deriving probable depth amounts for specific return periods – see for example Bell (1969) or other approaches based on scaling properties of the rainfall at different scales such as those described in Burlando and Rosso (1996), Casas *et al.* (2010) or Pérez-Zanón *et al.* (2015).

The objectives of this paper are (1) to determine absolute extreme point rainfall records in Spain for different durations, (2) to examine possible power-law scalings of the extreme values found and, (3) to analyse subsequent regional and seasonal variability. To achieve these targets a large data set of more than 11 000 rain-gauge stations ranging from 1805 to 2014 has been used, which is described in detail in Section 2. In Section 3, we discuss the extreme rainfall values of Spain for different scales from 10 min to 2 years. The extreme depth duration scaling for Spain is characterized in Section 4, and a simple method to estimate extreme rainfalls is proposed. Seasonal and regional variability of extreme rainfall is analysed in Section 5. Finally, we present a summary of findings and conclusions in Section 6.

2. Data sources and extreme rainfall records

2.1. Spanish extreme precipitation data

In order to obtain precipitation extreme amounts with different durations we did a comprehensive survey of all Spanish Meteorological Service (AEMET) precipitation databases that cover all temporal ranges and the entire Spanish territory, including mainland Iberian Peninsula, Balearic Islands and subtropical Canary Islands (Figure 1). The most important features of each of the four databases used are listed in Table 1. Data passed

Table 1. Metadata of the four databases used in this study.

Name	Number of rain gauges	Series starting year	Median of starting years	Number of registers	Unit
BD10Min	959	1973	2006	3.1E+06	days
BDHour	959	1973	2006	7.5E+07	hours
BDDay	10681	1855	1968	9.2E+07	days
BDMonth	11063	1805	1966	3.2E+06	months

through several quality controls by AEMET Climatological Department (AEMET, 2009) and each checked record was flagged with two possible status: valid and suspicious (not valid records were not available in the databases used). From these two sets, only valid data were used in this analysis.

A list of maximum rainfall data for different time periods spanning from 10 min to 2 years was calculated from AEMET databases. The time periods selected are based on those given by Galmarini *et al.* (2004) and NWS (2014). The rainfall extreme values were calculated using rolling sums applied over moving windows. Note that records in a given time period may include non-rainfall data, i.e. extreme records obtained do not necessarily imply continuous precipitation for the period considered. Maximum rainfall extremes calculated with this method are listed in Table 2. We provide as well, the ranking of the 10 highest point-based precipitations for several durations in Table S1 (Supporting information).

From 10 min to 1 h, we used a daily database generated by 10-min database with the maximum amounts of precipitation in 10, 20, 30 and 60 minutes for each day. From 2 to 18 h we used an hourly database. We computed maximum extremes for several durations using rolling sums. Hourly database is derived from the 10-minutely database so, time series contained have the same temporal coverage. Both, 10-minutely and hourly databases, started in

Table 2. Observed point-based rainfall extremes for different temporal durations for the WE and SE. The ratio between each SE with their respective WE is also showed. Each SE has an Id number to relate itself with Figures 2 and 3.

Duration	Spanish extremes				World extremes		
	Id	Location	Depth (mm)	Date	Location	Depth (mm)	Relation (%)
10 min	1	Cuevas de Nerja, Málaga	41.6	21 Sep 2007	N/A	N/A	N/A
20 min	1	Cuevas de Nerja, Málaga	74.2	21 Sep 2007	Romania	206	36.0
30 min	2	Sineu, Balearic Islands	87.8	12 Oct 2012	China	280	31.4
60 min	3	Santa Cruz de Tenerife	129.9	31 Mar 2002	China	401	32.4
2 h	4	San Sebastian, Gipuzkoa	193.0	1 Jun 1997	China	489	39.5
3 h	4	San Sebastian, Gipuzkoa	204.7	1 Jun 1997	USA	724	28.3
4 h	5	Huercal-Overa, Almería	216.3	28 Sep 2012	N/A	N/A	N/A
5 h	5	Huercal-Overa, Almería	248.3	28 Sep 2012	N/A	N/A	N/A
6 h	5	Huercal-Overa, Almería	275.0	28 Sep 2012	China	840	32.7
9 h	6	Oliva, Valencia	306.4*	0 Nov 1987	La Réunion	1087	28.2
12 h	6	Oliva, Valencia	408.5*	1 Nov 1987	N/A	N/A	N/A
18 h	6	Oliva, Valencia	612.8*	2 Nov 1987	La Réunion	1589	38.6
1 day	6	Oliva, Valencia	817.0	3 Nov 1987	La Réunion	1825	44.8
2 days	7	Javea, Alicante	878.0	1–2 Oct 1957	India	2493	35.2
3 days	7	Javea, Alicante	978.0	1–3 Oct 1957	La Réunion	3929	24.9
4 days	7	Javea, Alicante	978.0	1–3 Oct 1957	La Réunion	4869	20.1
5 days	7	Javea, Alicante	978.0	1–3 Oct 1957	La Réunion	4979	19.6
6 days	8	Sauces, Santa Cruz de Tenerife	984.8	24–29 Feb 1988	La Réunion	5075	19.4
7 days	9	Grazalema, Cádiz	1023.2	14–20 Dec 1958	La Réunion	5400	18.9
8 days	9	Grazalema, Cádiz	1099.2	14–21 Dec 1958	La Réunion	5510	19.9
9 days	9	Grazalema, Cádiz	1226.2	14–22 Dec 1958	La Réunion	5512	22.2
10 days	9	Grazalema, Cádiz	1273.6	13–22 Dec 1958	La Réunion	5678	22.4
11 days	9	Grazalema, Cádiz	1277.2	12–22 Dec 1958	La Réunion	5949	21.5
12 days	9	Grazalema, Cádiz	1280.0	12–23 Dec 1958	La Réunion	5949	21.5
13 days	9	Grazalema, Cádiz	1282.2	11–23 Dec 1958	La Réunion	6072	21.1
14 days	9	Grazalema, Cádiz	1282.2	11–23 Dec 1958	La Réunion	6082	21.1
15 days	9	Grazalema, Cádiz	1284.8	9–23 Dec 1958	La Réunion	6083	21.1
20 days	9	Grazalema, Cádiz	1454.1	3–23 Dec 1958	N/A	NA	N/A
31 days	10	Cortes de la Frontera, Malaga	1674.0	18 Nov–18 Dec 1989	N/A	N/A	N/A
1 natural month		Caldera Taburiente, Santa Cruz de Tenerife	1626.1	1–31 Jan 1979	India	9300	17.5
2 months	10	Cortes de la Frontera, Málaga	2420.0	Dec 1995–Jan 96	India	12767	19.0
3 months	11	Casteloais, Ourense	2866.8	Nov 1959–Jan 60	India	16369	17.5
4 months	11	Casteloais, Ourense	3269.9	Nov 1959–Feb 60	India	18,738	17.5
5 months	12	Casas do Porto, A Coruña	3835.8	Nov 2000–Mar 01	India	20,412	18.8
6 months	12	Casas do Porto, A Coruña	4176.1	Oct 2000–Mar 01	India	22,454	18.6
9 months	12	Casas do Porto, A Coruña	4680.1	Aug 2000–Apr 01	N/A	N/A	N/A
12 months	12	Casas do Porto, A Coruña	5503.4	Apr 2000–Mar 01	India	26,461	20.8
18 months	13	Dodro, A Coruña	7523.6	Oct 1984–Mar 86	N/A	N/A	N/A
24 months	11	Casteloais, Ourense	8991.5	Feb 1958–Jan 60	India	40,768	22.1

Spanish rainfall records for 9, 12 and 18 hours are estimated from the 24 hours record and are marked with an asterisk (*).

1980 with a marginal number of rain-gauge stations. Since then, the number of stations has been steadily increasing. By now there are more than 900 10-minutely automatic rain gauges distributed around Spain starting the oldest one in 1973. This is a relative small number if compared with the number of stations in the following database.

From 1 day to 31 days we used the daily (from 07:00 to 07:00 UTC) database detailed by Ramis *et al.* (2013) and from 2 months to 2 years we used a monthly database created from the daily data. We performed the rolling sums of the whole database in order to obtain the maximum amounts for different durations. These networks have more

rain gauges (more than 9000 nowadays) and are much longer than sub-daily ones (the oldest one starting in early 19th century). We grouped rain gauges stations in four domains showed in Figure 2. Mediterranean domain (MED) takes the pragmatic definition of Romero *et al.* (1998) and includes all stations in administrative regions, which border the Mediterranean Sea. Similarly, Atlantic domain (ATL) has been chosen so that rain gauges located in the regions to the Atlantic. The remaining regions into peninsular Spain were classified as Continental rain gauges (CON) and none of them is close to the sea. Stations that cover Canary Islands are classified as Subtropical rain gauges (SBT).

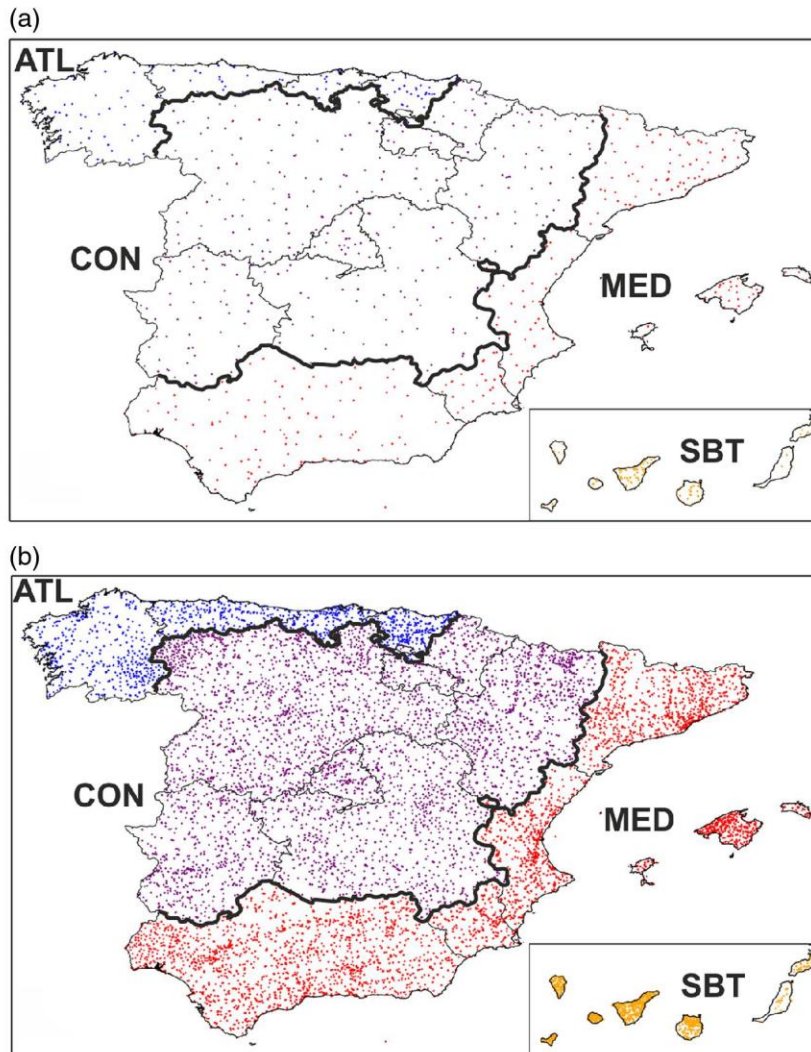


Figure 2. Sub-daily (top panel) and daily (bottom panel) database raingauge locations and regions considered in this study: Atlantic (ATL), Mediterranean (MED), Continental (CON) and Subtropical (SBT). [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com].

2.2. Limitation of data

As previously described, sub-daily databases contain ~900 rain gauges with data from 1973 while supra-daily databases use ~9000 rain gauges with data from early 19th century. This difference in amount of gauges and length of records of the different databases entails a discontinuity between sub-daily and supra-daily temporal scales coverage. An example of the effect of this discontinuity is given by the Oliva one day record (817 mm). The corresponding proportional sub-daily extremes for 9, 12 and 18 h (306, 409, 613 mm, respectively) exceeded the records found in the sub-daily database so those proportional values were selected as records for the temporal scales given. Therefore, the approach followed in this study implies evaluating all possible extreme records for any valid station and temporal scale available. Considering a period where temporal scales were homogeneously covered would limit drastically the possibility of capturing absolute records as volume data would be much smaller.

2.3. World extreme precipitation data

We obtained the world extreme point-based rainfall measurement from NOAA National Weather Service (NWS, 2014). These measurements represent the current extreme rainfall ever recorded for each scale. NOAA National Weather Service first retrieved the data from WMO (1994) and nowadays maintains the most updated extreme rainfall data available. The latest update were several records broken between the 3 and 9 days time spans, registered at Commerson crater in La Réunion Island when the Tropical Cyclone Gamede crossed trough the island in 2007 (Quetelard *et al.*, 2009). Most of the extremes are listed in Table 2. Previous versions of this list has been used in other studies related with the global extreme rainfalls (e.g. Galmarini *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2013a).

3. Discussion of extreme rainfall values

Specific values of Spanish rainfall extremes (SE), and their corresponding World extremes (WE), as well as

their proportion (%) are listed in Table 2. This table is obtained after examining the AEMET rainfall databases as described in Section 2. In this section are discussed the values obtained considering two groups: 10 min to 18 h and 24 h to 2 years. This separation corresponds approximately to microscale and mesoscale (10 min to 18 h) and to synoptic and planetary scales (24 h to 2 years) according to the classical classification given by Orlanski (1975).

3.1. From 10 min to 18 h

Total point-based rainfall is the product of the precipitation rate (which depends on the air vertical motion, moisture supply and precipitation efficiency) and event duration (Doswell *et al.*, 1996). As noted Trenberth *et al.* (2003), moisture availability from the atmosphere is very limited since the precipitable water in mid-latitudes hardly exceeds 40 mm, and precipitation efficiency is rarely greater than 70%, being sometimes even lower (Ferrier *et al.*, 1996; Anip and Market, 2007). So, in an extreme precipitation event, part of the moisture supply typically must come from moisture advection, and the other part through surface evaporation. The recycling ratio shows the relation between these two sources being higher as much rainfall comes from local surface evaporation. Recycling ratio is greater in summer than in winter according to Trenberth (1999).

At very short scales, typically from a few minutes to one hour, most of the local atmospheric moisture must be released to produce extreme precipitation events typically associated to deep moist convection. Such events need a large amount of precipitable water over a wide area and mechanisms that trigger strong vertical air motions like those present in organized convective storms. This kind of process can occur over most of Spain as well as other tropical and mid-latitude places (see Table 1), as discussed by Galmarini *et al.* (2004). Therefore, it is reasonable to think that Spain has the same potential to develop, for short temporal periods of the order of few minutes, extreme rainfalls as great as any other country that holds short scale precipitation records such as Romania or Germany – 206 mm in 20 min and 126 mm in 8 min, respectively, according to NWS (2014). The probability of capturing those events depends on the spatial and temporal density of observations and the temporal length of the datasets. For these reasons, and because of the temporal and spatial limitations of the 10-minutely database explained in Section 2, SE at those scales might be underestimated compared to longer scales duration present in daily and monthly databases, and consequently short scales extremes may quickly increase with a wider and longer database.

For scales between some tens of minutes until a few hours, besides organized air vertical currents to maintain the precipitation intensity, it is needed a constant transport of moisture from nearest sources for a few hours or even from further sources for a few days. This situation may be exemplified by the event #5, that corresponds with the HyMEX Intensive Observation Period 8 (IOP8) (Jansà *et al.*, 2014). This event has been well studied (Khodayar *et al.*, 2016; Röhner *et al.*, 2016) and it is demonstrated the

importance of the feeding moisture (Röhner *et al.*, 2016). Furthermore, it has been observed for some heavy precipitation events (HPEs) in the Western Mediterranean region that moisture can be transported from the Mediterranean Sea as well as from further sources such as the North Atlantic Ocean (Duffourg and Ducrocq, 2011; Trapero *et al.*, 2013; Röhner *et al.*, 2016).

It seems likely that extreme rainfall records in Spain obtained for periods until 18 h may be underestimated compared to longer periods, especially from 9 to 18 h, as illustrated by the fact that the records obtained for those periods were estimated from the maximum 24 h case (817 mm, event #6) as explained in Section 2.

3.2. From 1 day to 2 years

So far we discussed sub-daily data scales that seems to be underestimated since the spatial and temporal resolution is limited. For scales over a day, this argument is not valid since our database has more than 10 000 rain gauges that last almost two centuries for the longer station series. Highest SE compared with WE is for 1-day duration, when at 3 November 1987 was recorded in Oliva (Valencia) 817 mm (episode #6) (Riosalido *et al.*, 1988; Romero *et al.*, 2000), which represents a 44.8 % of the 1-day WE.

Recently, it has been published a ranking of daily and multi-day precipitation extreme events for Iberian Peninsula (Ramos *et al.*, 2014; Ramos *et al.*, 2017, hereafter Ram47) using a high-resolution (0.2°) gridded daily database, considering both the intensity of the grid point and the area affected. It is remarkable the difference between point-based extreme precipitations and those in Ram47. For example, the highest precipitation for 1 day in Oliva corresponds to the 309th extreme event in Ram47. Similarly, the extreme precipitation records of episode #7 (the most extreme point-based precipitation for periods spanning between 2 and 5 days) do not appear in any of the top 100 events for 3-day and 5-day period. The episode #9 (the most extreme point-based precipitation for time spans between 7 and 20 days) appears as the 24th and the 20th most extreme events for 7-day and 10-day period, respectively. Those examples show that the point-based extreme precipitation events generally do not correspond to events affecting large areas, especially for shorter time durations.

From 3 days to 7 days there is a noteworthy period where precipitation does not increase due to the exceptional nature of one single event (event #7, 978 mm in 3 days); this episode is not overtaken until the 6-day period of subtropical rainfall in Canary Islands exceeds it. Events #2 and #3 occurred in the coastal region of Valencia (E Spain), which has the highest rainfall variability in Spain (Martin-Vide, 2004) and relatively few precipitation days per year compared with other areas in the Iberian Peninsula (IM-AEMET, 2011). Interestingly, from periods of 7-day onward, the extreme precipitation regions move to Grazalema mountain range (S Spain) and Galicia (NW Spain), two of the wettest regions in Spain.

For scales longer than a few days it is not needed a large amount of moisture transport in a short time but a constant input of moisture along the time with many

consecutive days (Casanueva *et al.*, 2014). This is why at longer scales the geographical distribution changes from the Mediterranean to the Atlantic region of Galicia (from event #11 to #13), where westerlies predominate advecting moist air masses regularly. According to results in Table 2, the percentages of SE against WE vary from 44.8% (at 24 h) to 17.5% (for 1, 3 and 4 months). Remarkably from 4-day periods, percentages do not exceed 23%. A possible explanation for this, is that moisture at middle latitudes is distributed as transient, relatively narrow areas or strings known as atmospheric rivers (Zhu and Newell, 1998), and presence or absence of these moisture belts precipitating over a point, acts as a limiting factor for large scale extreme rainfall. Hence, in mid-latitudes moisture input is irregular compared with that in the WE in the tropics, where large scale tropical circulations as the monsoons over the Indian subcontinent provides a constant input of moisture. Therefore, SE heavy rains for several days or months cannot last long, being SE around 20% with respect to WE from 4 days onwards. This approximate relation holds at least until a duration of 2 years.

4. Extreme depth duration scaling

4.1. Data fit

Figure 3 shows a log–log plot of rainfall depth P (mm) against duration D (minutes) of Spanish rainfall extremes (SE) and the world extremes (WE). For both datasets, we computed the fitting line $\log(P) = a + b \log(D)$ (bold line in Figure 3) using least squares linear regression, which in power-law format may be expressed as $R = 43.6 D^{0.51}$ ($r^2 = 0.958$) for WE and as $R = 21.8 D^{0.42}$ ($r^2 = 0.978$) for SE where R is rainfall depth in mm and D is duration in minutes.

In a first approximation, both WE and SE exhibit a close power-law scaling. A power-law goodness-of-fit test (Gaudoin *et al.*, 2003) shows that both data sets are compatible with a power-law scaling (for $P < 0.05$ and $n = 40$ the power law is rejected when $r^2 < 0.887$). In both cases, only few rain events contribute to most of the registered extremes. The locations of SE episodes are showed at Figure 1. It is remarkable that all SE are located near the sea, even for large time spans. Locations are clustered in the Mediterranean and Canary Islands for mid and short scales and near the Galician coast for longer scales. It is also worth to notice that except Sineu (Balearic Islands, extreme #2 in Table 1) and Huerca-Overa (Almeria, extreme #5), all other maximum amounts are located in areas of complex terrain. This suggests that both, sea proximity and a complex orography (the last one, especially for scales longer than 6 h) are critical ingredients to develop extreme rainfall amounts. This is consistent with previous climatological studies such as Romero *et al.* (1998) and Ramis *et al.* (2013).

As discussed above, extreme rainfalls shorter than a day might be underestimated and may disturb the scaling. However, we have seen that the event fitting line is compatible with a power-law scaling. This means that

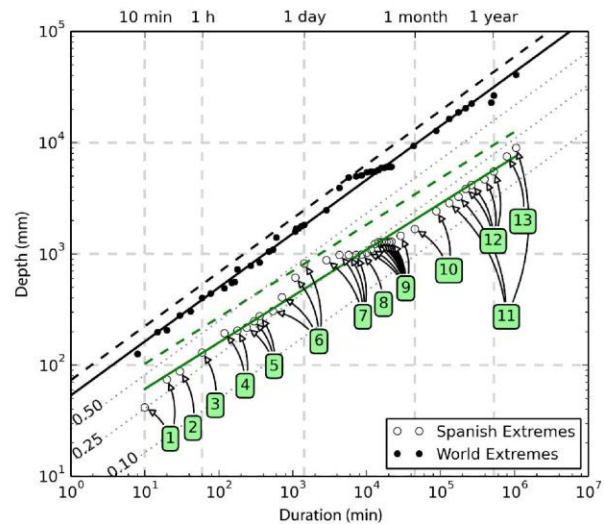


Figure 3. Observed point-based rainfall extremes for different durations for World (solid circles) and Spain (empty circles). Bold lines correspond to a power-law fitting and dashed lines to the data upper envelope scaling. Black dotted lines show the proportion with respect to the WE fitting line as reference (i.e. 0.50 corresponds to 50%). Labelled numbers show the episode Id which produced the extreme rainfall (see Table 1). [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com].

some discontinuities have very little effect in the scaling goodness-of-fit. Therefore, we can assume that the discussion of the extremes precipitation may be hardly affected by this discontinuity. This applies too for the discussion in Section 5.

4.2. Upper envelope as a method to estimate possible extreme records

Instead of using a fit of the extreme data to characterize extreme world rainfall records, Paulhus (1965) employed the upper envelope, i.e. greater or equal to all data, with a power-law scaling line. However the specific method to derive the envelope line was not described. To find the envelope curve we suggest using a parallel line to the data fit (i.e. with the same slope b) which is moved upwards to reach the furthest depth duration point so all rainfall record amounts are equal or below the envelope line. Specifically, from all possible data points (D_i, P_i) , the furthest point (D_{sup}, P_{sup}) to the fit line is determined by finding the point with the maximum distance:

$$(D_{sup}, P_{sup}) = \left\{ (D_i, P_i) \mid \text{Max} \left\{ \frac{|b \cdot D_i - P_i + a|}{\sqrt{b^2 + 1}} \right\} \right\}$$

We get the envelope line $\log(P) = a_{env} + b \log(D)$, obtaining a new intercept a_{env} calculated as:

$$a_{env} = b * (-D_{sup}) + P_{sup}.$$

Using this method and the most updated data available, the WE upper envelope may be expressed as $R = 60.5 D^{0.507}$ and the SE envelope as $R = 39.3 D^{0.422}$. The envelope curve is plotted in Figure 3 (dashed line) for both WE and SE.

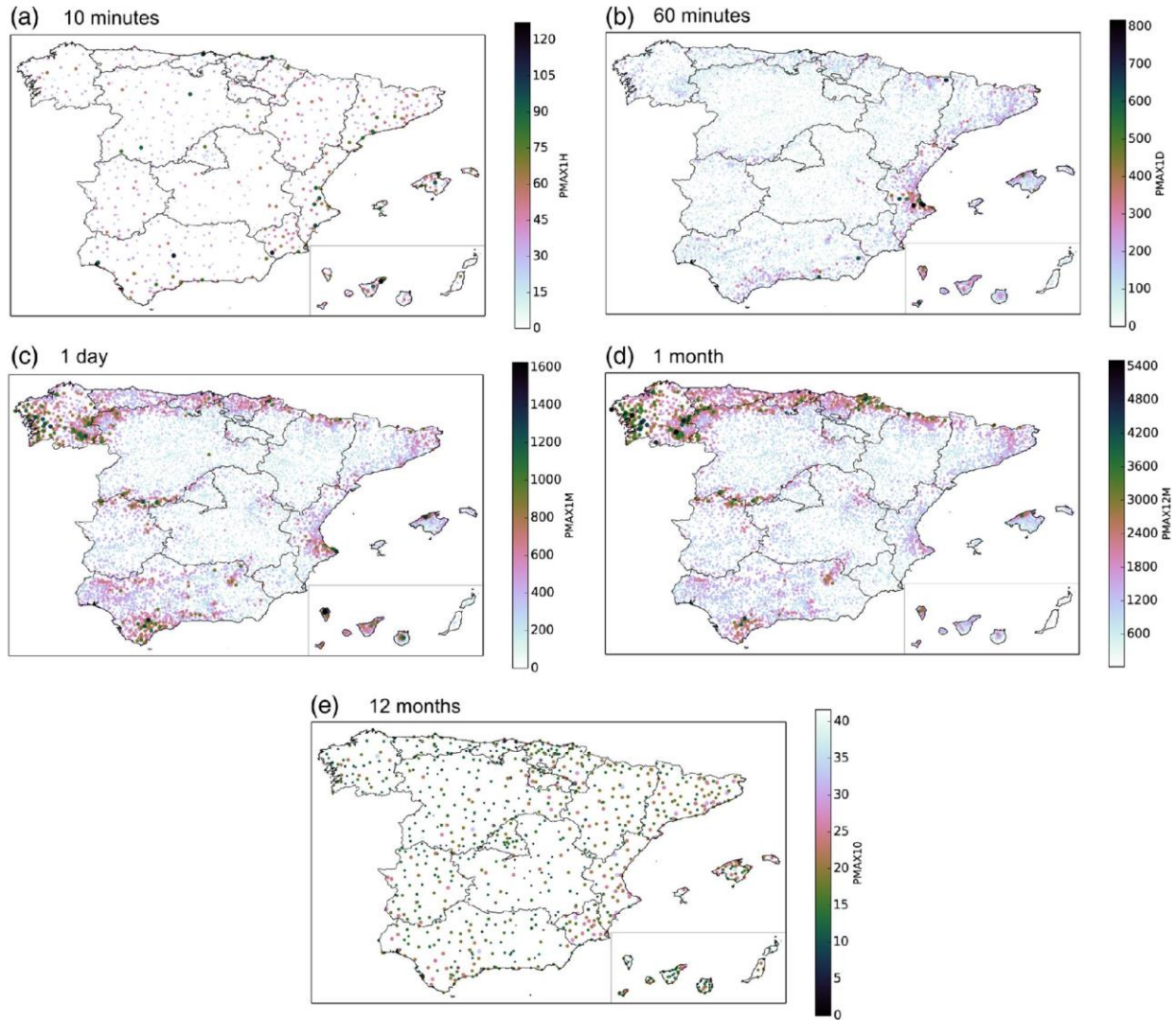


Figure 4. Extreme precipitation [mm] record maps for point-based rain gauge in Spain. Coloured points show the maximum precipitation amount recorded at each location for (a) 10 minutes, (b) 1 hour, (c) 1 day, (d) 1 month and (e) 1 year. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com].

5. Regional and seasonal variability of extreme rainfall

5.1. Regional variability

Figure 4 shows the amount of the most extreme precipitation for each location at different scales, while Figure 5(a) shows the scaling of the greatest rainfalls for each domain we divided Spanish territory in Section 2. From 10 min to 3 h absolute rainfall extremes for each station at short scales are evenly distributed in Spain (Figures 4(a) and (b)). In fact, among the records for these time spans, there are absolute extremes (i.e. the maximum for a given time duration) from three different regions (MED, ATL and SBT). This agrees with Galmarini *et al.* (2004) statement that short scales extremes can occur indistinctly both in mid-latitudes and tropics.

For scales from 4 h to 5 days, extreme precipitation in MED clearly dominates over the other regions. MED region has all the ingredients that permit to have the

heaviest rainfalls at daily scales: a warm sea that supplies moisture and potential instability that may release all this moisture, small scale shallow cyclones that can mobilize the moisture and provide constant transport to the storm (Jansà, 1997), and complex terrain that can locally lift the moisture, concentrating moisture and rainfall in a small territory.

Daily variability has been studied by Martin-Vide (2004) who elaborated a Concentration Index (CI) that evaluated the contribution of the days with greatest rainfall to the total amount. SE distribution for 1 day (Figure 4(c)) fits pretty well with the daily CI distribution defined by Martin-Vide (2004) that already divided peninsular Spain into two regions, the Mediterranean coast and the rest of the country. The main difference between CI and SE distribution is that the last one is more concentrated near the coast.

As already commented by Ramis *et al.* (2013), when they characterized the daily greatest point-based

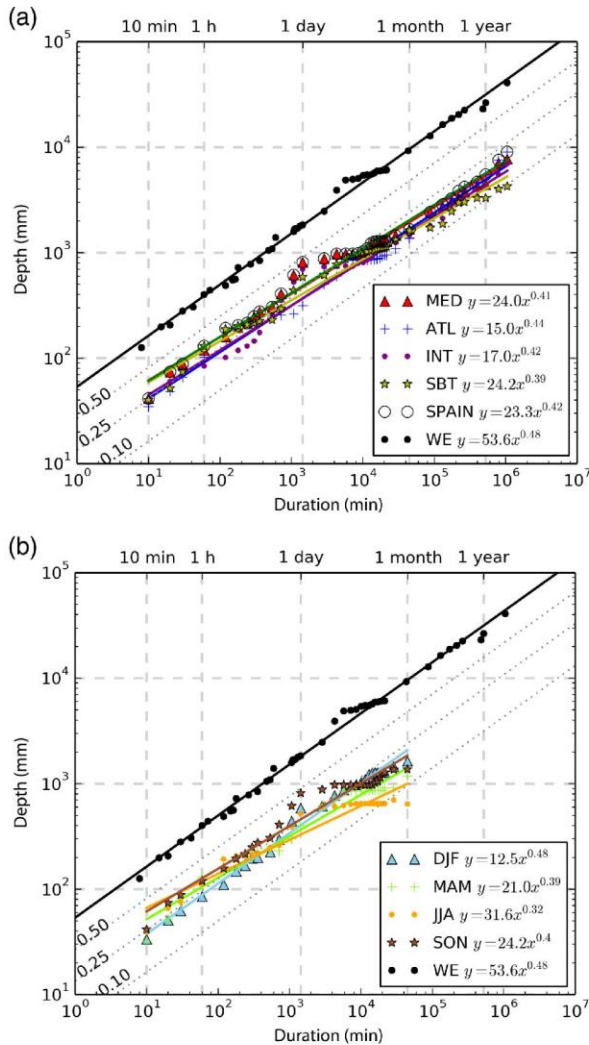


Figure 5. As Figure 3 but showing specific records and scaling for (a) each regional domain (empty circles identify all-regions records) and (b) for each season for all-regions data. World extremes and scaling are also included for reference. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com].

precipitations in mainland Spain, most of the extreme daily precipitations (over 500 mm) occur near the Mediterranean coastline except one single event at the Pyrenees (700.5 mm at Benasque station in 1923). This point is the only one that exceeds 500 mm outside the MED region and the event was likely influenced by orographic factors.

For scales longer than a month, SE tend to concentrate at mountain ranges of the western coast (Figures 4(d) and (e)). The longer the time span the larger are the amounts near the Atlantic compared with the Mediterranean region. This may be explained because the Atlantic Ocean and, specially, the atmospheric rivers provide a constant moisture supply in ATL region that can be released by mechanical ascent favoured by the mountains. No other place in Spain has such a constant input of moisture during the whole year (Casanueva *et al.*, 2014) and therefore, a succession of fronts during several months may produce a considerable amount of rainfall.

Notice that although the five regions are climatically different, they do not show large differences in the scaling, especially in the exponent that is comprised between 0.39 and 0.44. Since rainfall at short scales is not much different between regions, exponent is well related with the wetness of the region and the variability of the moisture transport rate through the year. As we explained above, ATL has a constant moisture input (Fernández *et al.*, 2003; Gimeno *et al.*, 2010) that implies longer rainy periods for large scales and therefore a greater exponent. On the contrary, SBT region has a clear seasonal drought that produces lower extremes at large scales, and therefore a lower exponent. MED and CON regions have an intermediate exponent close to the average Spanish exponent.

In general, single station exponents (Figure 6) have higher values in ATL region stations and lower values in SBT region stations, consistently with results shown in Figure 5(a). It is worth to note that most stations of MED and CON regions also show very low exponents, especially in southeast Spain, the driest region in Spain. In fact, there is an east–west gradient of exponent in Spain also well related with the CI previously discussed. This coincidence in the spatial distribution between CI and the scaling exponent may be noteworthy considering that the exponent is built with information from many more temporal scales and CI is based only on daily rainfall.

The general pattern of single station exponents is distorted by stations located in mountains: Pyrenees, Central System or even in Serra Tramuntana in north of Majorca Island (the biggest of Balearic Islands) are well defined by a higher exponent in their meteorological stations. It is well-known that annual rainfall is usually larger and more regular in mountains due to orographic effects therefore is no surprise they exhibit larger exponents in those regions.

These results extend to most extreme rainfalls, those obtained by Meseguer-Ruiz *et al.* (2016) who linked the fractal dimension of the precipitation to the regular recurrence of precipitation through the scales. Regional variability comes out when we diminish the area of the regions using Spanish provinces (see Appendix). For these small regions, very dry provinces of southeastern Spain as Murcia or Almería present a low exponent (approximately 0.3) while the wetter provinces located in the northwest of Spain as Ourense or A Coruña have a higher index (approximately 0.5).

5.2. Seasonal variability

Figure 5(b) shows depth against duration scaling plot in Spain for each season. Differences in the exponent between seasons are larger than between regions. In winter, moisture content in the atmosphere is relatively small so, when it is released and produces heavy rainfall, greatest values at short scales are typically lower than in warm season convective events. Nevertheless, on winter, moisture fluxes in Spain can be more stable during all season since polar jet circulates at lower latitudes. This means that in comparison, greatest rainfalls at large temporal scales are higher than at short scales and therefore exponent values become high, close to 0.5.

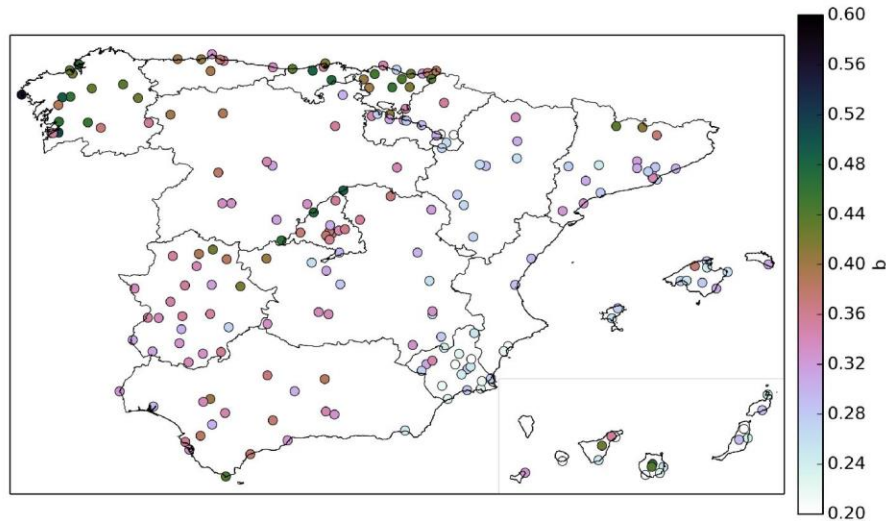


Figure 6. Spatial distribution of single station exponent in Spain. Rain gauges displayed are chosen according its length in both sub-daily and supra-daily databases. [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com].

By contrast, moisture content of the atmosphere may reach maximum values in summer, and elevated instability is able to release it in a few hours, especially near the Mediterranean Sea that offers a great source of moisture. For this reason, it is not difficult to find events where more than 100 mm are registered in one or few hours. However, during the warm season transport of moisture is more intermittent and Canary and Iberian summer climate is characterized by high pressure systems that do not permit to have large rainfalls over long temporal scales (Esteban *et al.*, 2006). This explains the lower exponent (0.3) that characterizes summer for Spain.

Spring and autumn have intermedium exponents (0.4) and are seasons of transition between the winter and summer regimes. Even so, most of the extremes in almost all scales occur in autumn.

In Table 3, we examined seasonal differences for each region. Results show that these features (lower exponents in summer and larger exponents in winter) are common for all regions, even those ones with very different climates as ATL and SBT.

6. Summary and concluding remarks

After a comprehensive analysis of the Spanish precipitation databases, this paper has documented the most extreme rainfall amounts in Spain for a large range of temporal scales. Despite there are studies documenting sets of extreme rainfall events for a given country or area at selected time periods (see e.g. Hand *et al.*, 2004; Cerveny *et al.*, 2007; or Shein *et al.*, 2013), as far as the authors know, this is the most complete survey of absolute extreme rainfalls made in a country providing records from 10 min to 2 years. We complemented this data with a ranking of the 10th highest rainfall for each time span in Spain and the highest precipitation for each domain and province as well (see Appendix and Supporting information).

For short scales less than 3 h, extreme rainfall events are widespread distributed through Spain while for scales from 4 h to 20 days rainfalls are concentrated in the Mediterranean and sometimes in Canary Islands. For scales larger than a month rainfalls are mainly concentrated at the Atlantic coast, where Atlantic westerlies provide a constant moisture input.

Power scaling of the extreme rainfalls in Spain has been compared with the extreme rainfalls in the World. This relation largely varies with the scale, from 45% in 1 day to 18% at large scales. Both data sets are compatible with a scaling law, even though Spanish data below a day seems to be clearly underestimated with the amount of data available.

We characterized the spatial distribution and the regional and seasonal scaling of extreme precipitation showing that main features that characterize the scaling and the extremes rainfalls in Spain are (1) moisture content of the atmosphere for short scales, (2) constant moisture transport supply for larger scales, (3) orography and (4) proximity to the sea.

For different regions, the scaling is characterized for larger scales more than shorter scales, since the extreme precipitation for shorter scales is similar for all regions. Nevertheless, the scaling factor does not change so much between regions. Conversely, scaling is very different between seasons, being the scaling factor much greater for winter than for summer. Our results qualitatively agree with other indices calculated for the Iberian Peninsula as CI (Martin-Vide, 2004) or fractal dimension (Meseguer-Ruiz *et al.*, 2016).

The resulting lists of precipitation extremes may be used as a reference framework to characterize the amount of precipitation of HPEs in function of its distance to the record, thus providing a classification method useful both for case studies or more exhaustive climatological analysis. This study should be extended to larger regions

Table 3. Depth – duration scaling properties for each season and geographical domain.

	DJF			MAM			JJA			SON		
	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i> ²	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i> ²	<i>a</i>	<i>B</i>	<i>R</i> ²	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>R</i> ²
ATL	4.5	0.53	0.992	6.5	0.51	0.989	22.2	0.36	0.973	11.4	0.44	0.983
INT	3.6	0.58	0.993	11.4	0.41	0.982	15.4	0.37	0.977	12.5	0.44	0.981
MED	10.8	0.46	0.985	12.2	0.44	0.983	25.4	0.33	0.970	22.8	0.41	0.976
SBT	13.1	0.46	0.983	28.1	0.32	0.968	7.5	0.29	0.976	16.3	0.40	0.978
SPAIN	12.0	0.48	0.985	20.7	0.39	0.976	30.8	0.32	0.967	22.8	0.41	0.976

and work is under way to examine the scaling properties of absolute rainfall records in the Mediterranean basin.

Acknowledgements

This work was performed under the framework of the Hydrological Mediterranean Experiment (HyMeX) programme and was partially supported by the Spanish project CGL2015-65627-C3-2-R (MINECO/FEDER) and the Water Research Institute (IdRA) of the University of Barcelona. The authors thank the support of Cesar Rodríguez Ballesteros from AEMET climatological department for his help in retrieving the records from the AEMET data bases.

Appendix

Table A1. Extreme rainfall scaling fit for each Spanish province, $R = aD^b$, with R in mm and D in minutes, adjusted with records from 10 min to 2 years, showing the parameters a and b and correlation coefficient.

Province	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i> ²
Barcelona	14.8	0.38	0.978
Tarragona	21.9	0.33	0.971
Girona	12.1	0.43	0.981
Lleida	10.8	0.41	0.982
Cantabria	11.5	0.41	0.982
Cordoba	21.4	0.34	0.971
Huelva	14.8	0.38	0.978
Sevilla	9.9	0.43	0.984
Jaen	5.1	0.49	0.991
Granada	8.0	0.47	0.986
Almeria	31.1	0.31	0.963
Cadiz	10.0	0.48	0.987
Malaga	19.0	0.41	0.978
Alicante	24.9	0.37	0.972
Valencia	26.8	0.35	0.969
Castellon	17.0	0.36	0.975
Teruel	9.0	0.42	0.983
Huesca	10.4	0.46	0.984
Zaragoza	9.2	0.39	0.983
Guadalajara	5.7	0.44	0.988
Cuenca	9.0	0.42	0.984
Toledo	9.0	0.41	0.985
Albacete	14.5	0.37	0.977
Ciudad real	4.7	0.45	0.991
Leon	6.0	0.50	0.990
Burgos	8.3	0.44	0.986

Table A1. Continued

Province	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>r</i> ²
Valladolid	6.3	0.40	0.986
Palencia	6.1	0.46	0.989
Zamora	4.1	0.52	0.993
Soria	8.0	0.41	0.985
Segovia	6.3	0.43	0.988
Avila	7.0	0.50	0.989
Salamanca	10.0	0.45	0.984
Lugo	6.0	0.50	0.990
Pontevedra	6.7	0.50	0.990
A coruna	6.5	0.51	0.990
Ourense	5.2	0.53	0.992
Caceres	6.4	0.49	0.990
Badajoz	8.6	0.41	0.985
Navarra	9.7	0.45	0.985
Gipuzkoa	18.1	0.38	0.976
Bizkaia	13.8	0.39	0.979
Araba/Alava	7.0	0.43	0.987
Asturias	7.8	0.46	0.987
Murcia	29.6	0.31	0.966
Madrid	9.6	0.41	0.984
La rioja	7.3	0.43	0.985
Baleares	19.0	0.40	0.978
Las palmas	13.6	0.41	0.980
Santa cruz de Tenerife	23.0	0.39	0.975

Supporting information

The following supporting information is available as part of the online article:

Table S1. Ranking of the top ten precipitation amounts recorded in Spain from AEMET rain-gauge databases for selected time periods. There are 38 tables for periods spanning from 10 min to 2 years. See Gonzalez and Bech (2017) for details.



References

- AEMET. 2009. Descripción de las tablas que componen la base de datos climatológica (ORACLE). [In Spanish]. Servicio de Banco Nacional de Datos Climatológicos, AEMET, Madrid. Updated June 2016.
- Anip MHM, Market PS. 2007. Dominant factors influencing precipitation efficiency in a continental mid-latitude location. *Tellus A* **59**: 122–126. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0870.2006.00208x>.
- Bell FC. 1969. Generalized rainfall-duration-frequency relationships. *J. Hydraul. Div.* **95**: 311–328.
- Breña-Naranjo JA, Pedrozo-Acuña A, Rico-Ramírez MA. 2015. World's greatest rainfall intensities observed by satellites. *Atmos. Sci. Lett.* **16**: 420–424. <https://doi.org/10.1002/asl2.546>.

- Burlando P, Rosso R. 1996. Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves for storm precipitation. *J. Hydrol.* **187**: 45–65. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03086-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03086-7).
- Casanueva A, Rodríguez-Puebla C, Frías MD, González-Reviriego N. 2014. Variability of extreme precipitation over Europe and its relationships with teleconnection patterns. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **17**: 709–725. <https://doi.org/10.5194/hess-18-709-2014>.
- Casas MC, Rodríguez R, Redaño A. 2010. Analysis of extreme rainfall in Barcelona using a microscale rain gauge network. *Meteorol. Appl.* **17**: 117–123. <https://doi.org/10.1002/met.166>.
- Cerveny RS, Lawrimore J, Edwards R, Landsea C. 2007. Extreme weather records: Compilation, adjudication, and publication. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **88**: 853–860.
- Doswell CA III, Brooks HE, Maddox RA. 1996. Flash flood forecasting: an ingredient-based methodology. *Weather Forecast.* **11**: 560–581. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1996\)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2).
- Duffourg F, Ducrocq V. 2011. Origin of the moisture feeding the Heavy Precipitating Systems over Southeastern France. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **11**: 1163–1178. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-1163-2011>.
- Esteban P, Martín-Vide J, Mases M. 2006. Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques. *Int. J. Climatol.* **26**: 1501–1515. <https://doi.org/10.1002/joc.1391>.
- Fernández J, Sáenz J, Zorita E. 2003. Analysis of wintertime atmospheric moisture transport and its variability over southern Europe in the NCEP Reanalysis. *Climate Res.* **23**: 195–215. <https://doi.org/10.3354/cr023195>.
- Ferrier BS, Simpson J, Tao WK. 1996. Factors responsible for precipitation efficiencies in midlatitude and tropical squall simulations. *Mon. Weather Rev.* **124**: 2100–2125. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<2100:FRFPEI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<2100:FRFPEI>2.0.CO;2).
- Galmardini D, Steyn DG, Ainslie B. 2004. The Scaling Law relating world point-precipitation records to duration. *Int. J. Climatol.* **24**: 533–546. <https://doi.org/10.1002/joc.1022>.
- Gaudoin O, Yang B, Xie M. 2003. A simple Goodness-of-Fit test for the Power-Law process, based on the Duane plot. *IEEE Trans. On Reliabil.* **52**: 69–74. <https://doi.org/10.1109/TR.2002.805784>.
- Gimeno L, Nieto R, Trigo RM, Vicente-Serrano SM, López-Moreno JJ. 2010. Where does the Iberian Peninsula moisture comes from? An answer based on a lagrangian approach. *J. Hydrometeorol.* **11**: 421–436. <https://doi.org/10.1175/2009JHM1182.1>.
- Hand WH, Fox NI, Collier CG. 2004. A study of twentieth-century extreme rainfall events in the United Kingdom with implications for forecasting. *Meteorol. Appl.* **11**: 15–31. <https://doi.org/10.1017/S1350482703001117>.
- Hubert P, Tessier Y, Lovejoy S, Schertzer D, Schmitt F, Ladoy P, Carbonnel JP, Violette S, Desurois I. 1993. Multifractals and extreme rainfall events. *Geophys. Res. Lett.* **20**: 931–934. <https://doi.org/10.1029/93GL01245>.
- IM-AEMET. 2011. *Iberian Climate Atlas*. Agencia Estatal de Meteorología, Instituto de Meteorología de Portugal: Madrid. 80 pp.
- Jansà A. 1997. A general view about Mediterranean meteorology: cyclones and hazardous weather. INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean. Universitat de les Illes Balears y Ministerio de Medio Ambiente. ISBN-84-7632-329-8; pp. 33–42.
- Jansà A, Campins J, Picornell MA, Guijarro JA. 2014. Heavy rain and strong wind events over Spain during HyMeX SOP1. *Tethys* **11**: 25–38. <https://doi.org/10.3369/tethys.2014.11.03>.
- Jennings AH. 1950. World greatest observed point rainfalls. *Mon. Weather Rev.* **78**: 4–5.
- Khodayar S, Raff R, Kalthoff N, Bock O. 2016. Diagnostic study of a high-precipitation event in the Western Mediterranean: adequacy of current operational networks. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **142**: 72–85. <https://doi.org/10.1002/qj.2701>.
- Martín-Vide J. 2004. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *Int. J. Climatol.* **24**: 959–971. <https://doi.org/10.1002/joc.1030>.
- Meseguer-Ruiz O, Olcina J, Sarricolea P, Martín-Vide J. 2016. The temporal fractality of precipitation in mainland Spain and the Balearic Islands and its relation to other precipitation variability indices. *Int. J. Climatol.* **37**: 849–860. <https://doi.org/10.1002/joc.4744>.
- Moncho R, Belda F, Caselles V. 2009. Climatic study of the exponent 'n' in IDF curves: application for the Iberian Peninsula. *Tethys* **6**: 3–14. <https://doi.org/10.3369/tethys.2009.6.01>.
- Moncho R, Belda F, Caselles M. 2011. Distribución probabilística de los extremos globales de precipitación. *Nimbus* **27–28**: 119–135.
- Monjo R. 2016. Measure of rainfall time structure using the dimensionless n-index. *Climate Res.* **67**: 71–86. <https://doi.org/10.3354/cr01359>.
- Monjo R, Martín-Vide J. 2016. Daily precipitation concentration around the world according to several indices. *Int. J. Climatol.* **36**: 3828–3838. <https://doi.org/10.1002/joc.4596>.
- NWS. 2014. World record point precipitation measurements. National Weather Service. National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA). http://www.nws.noaa.gov/oh/hdsc/record_precip/record_precip_world.html (accessed 11 November 2015).
- Orlanski I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **56**: 527–530.
- Paulhus JLH. 1965. Indian Ocean and Taiwan rainfalls set new records. *Mon. Weather Rev.* **93**: 331–335.
- Pérez-Zanón N, Casas-Castillo MC, Rodríguez-Solà R, Peña JC, Rius A, Solé JG, Redaño A. 2015. Analysis of extreme rainfall in the Ebre Observatory (Spain). *Theor. Appl. Climatol.* **124**: 935–944. <https://doi.org/10.1007/s00704-015-1476-0>.
- Peters O, Christensen K. 2002. Rain: Relaxations in the sky. *Phys. Rev. E* **66**: 036120–1–036120–9. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.66.036120>.
- Peters O, Hertlein C, Christensen K. 2002. A complexity view of rainfall. *Phys. Rev. Lett.* **88**: 18701–1–18701–4. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.88.018701>.
- Quetelard HP, Bessemoulin P, Cerveny RS, Peterson TC, Burton A, Boodhoo Y. 2009. World-Record rainfalls during Tropical Cyclone Gamede. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **90**: 603–608. <https://doi.org/10.1175/2008BAMS2660.1>.
- Ramis C, Homar V, Amengual A, Romero R, Alonso S. 2013. Daily precipitation records over mainland Spain and the Balearic Islands. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **13**: 2483–2491. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2483-2013>.
- Ramos AM, Trigo RM, Liberato MLR. 2014. A ranking of high-resolution daily precipitation extreme events for the Iberian Peninsula. *Atmos. Sci. Lett.* **15**: 328–334. <https://doi.org/10.1002/asl2.507>.
- Ramos AM, Trigo RM, Liberato MLR. 2017. Ranking of multi-day extreme precipitation events over the Iberian Peninsula. *Int. J. Climatol.* **37**: 607–620. <https://doi.org/10.1002/joc.4726>.
- Riosalido R, Rivera A, Martín F. 1988. Development of a mesoscale convective system in the Spanish Mediterranean Area. In *Proceedings 7th Meteorol Scientific User's Meeting*. Madrid. Eumetsat EUM P04, pp. 375–378.
- Röhner L, Nerding K, Corsmeier U. 2016. Diagnostic study of a HyMeX heavy precipitation event over Spain by investigation of moisture trajectories. *Q. J. Roy. Meteorol. Soc.* **142**: 287–297. <https://doi.org/10.1002/qj.2825>.
- Romero R, Guijarro JA, Ramis C, Alonso S. 1998. A 30-year (1964–1993) daily rainfall data base for the Spanish Mediterranean regions: first exploratory study. *Int. J. Climatol.* **18**: 541–560. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(199804\)18:5<541::AID-JOC270>3.0.CO;2-N](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(199804)18:5<541::AID-JOC270>3.0.CO;2-N).
- Romero R, Doswell CA, Ramis C. 2000. Mesoscale numerical study of two cases of long-lived Quasi-stationary convective systems over Eastern Spain. *Mon. Weather Rev.* **128**: 3731–3751. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(2001\)129<3731:MNSOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(2001)129<3731:MNSOTC>2.0.CO;2).
- Shein KA, Todey DP, Akyuz FA, Angel JR, Kearns TM, Zdrojewski JL. 2013. Revisiting the state-wide climate extremes for the United States: Evaluating existing extremes, archived data, and new observations. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **94**: 393–402. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00013.1>.
- Trapero L, Bech J, Duffourg F, Esteban P, Lorente J. 2013. Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **13**: 2969–2990. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-2969-2013>.
- Trenberth KE. 1999. Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation. *J. Clim.* **12**: 1368–1381. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1999\)012<1368:AMRROA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1999)012<1368:AMRROA>2.0.CO;2).
- Trenberth KE, Dai A, Ramussen M, Parsons DB. 2003. The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **84**: 1205–1217. <https://doi.org/10.1175/BAMS-84-9-1205>.

- WMO. 1994. *World Meteorological Organization Guide to Hydrological Practices*, 5th edn. World Meteorological Organization: Geneva, Switzerland, 402 pp.
- Wussow G. 1922. Untere Grenzwerte dichter Regenfälle. *Meteorol. Z.* **39**: 173–178.
- Zhang H, Fraderich K, Blender R, Zhu X. 2013a. Precipitation Extremes in CMIP5 Simulations on Different Time Scales. *J. Hydrometeorol.* **14**: 923–928. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-12-0181.1>.
- Zhang H, Fraderich K, Zhu X, Blender R, Zhang L. 2013b. World greatest observed point rainfalls: Jennings (1950) Scaling Law. *J. Hydrometeorol.* **14**: 1952–1957. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-074.1>.
- Zhu Y, Newell RE. 1998. A proposed algorithm for moistures fluxes from atmospheric rivers. *Mon. Weather Rev.* **126**: 725–735. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<0725:APAFMF>2.0.CO;2).

Coastally trapped disturbances caused by the tramontane wind on the northwestern Mediterranean: numerical study and sensitivity to short-wave radiation

Sergi Gonzalez^{1,2}  | Alfons Callado¹ | Ernest Werner¹ | Pau Escribà¹ | Joan Bech² 

¹DT Catalonia, Agencia estatal de Meteorología (AEMET), Barcelona, Spain

²Department of Applied Physics, University of Barcelona, Barcelona, Spain

Correspondence

Sergi Gonzalez, DT Catalonia, AEMET. C/ Arquitecte Sert, 1, E-08003, Barcelona, Spain.
Email: sgonzalezh@aemet.es

Funding information

Institut de la Recerca de l'Aigua. Ministerio de Economía y Competitividad, CGL2016-81828-REDT. Secretaría de Estado de Investigación, Desarrollo e Innovación, CGL2015-65627-C3-2-R. Catalan Government, 2017-SGR-1102.

The Tramontane-Cierzo wind system is a recurrent feature of the northwestern Mediterranean basin in front of the Catalan coast (northeast Spain). Associated with this feature, northeast wind surges occasionally affect the coast and become a weather hazard for low-level aircraft operations, affecting for example the Barcelona international airport. This article first reports these surges characterizing them as Coastal-Trapped Disturbances (CTDs). Climatological features are described, showing that CTDs occur frequently during the warm season and between the afternoon and the evening. We classified CTDs into two synoptic patterns related to the location of a mid-level tropospheric geopotential trough and the Iberian Peninsula: pattern A, with the trough crossing eastwards along the north of Spain; and pattern B, with the trough over the Mediterranean, after crossing the Iberian Peninsula. To study the CTDs in detail, numerical simulations were conducted using the non-hydrostatic and convection-permitting numerical weather prediction model HARMONIE-AROME. Two cases, one for each synoptic pattern, were studied showing that CTDs generate in the discontinuity between cool outflows and warmer air progressing southward as a density current, trapped by the mountain ranges parallel to the coastline. Cool outflows may have two different sources: in Pattern A the origin of the cold air is the tramontane itself, while in Pattern B convective outflows associated with storm downdraughts play this role. Both cases show similarities with CTDs studied on the California coast, showing an antitriptic and ageostrophic flow behind the CTD. An additional numerical sensitivity experiment was conducted by varying the short-wave radiation to explore the effects of diabatic warming on CTDs. It is demonstrated that a large warming influences CTDs by enhancing the potential temperature gradient between the density current and the environment, modulating their intensity and speed.

KEYWORDS

aeronautical hazards, coastal-trapped disturbances, numerical simulation, sensitivity analysis, tramontane, western Mediterranean

1 | INTRODUCTION

Coastal-Trapped Disturbances (CTDs) are a particular case of orographically trapped disturbances, defined as a lower atmosphere perturbation “laterally confined against a suitably large mountain barrier by Coriolis effects and, vertically, by stable stratification” (Reason, 1994). Typical CTD length-scales are

of the order of 1,000 km alongshore and 100 km cross-shore, they have a life span of 2 to 6 days, and their presence usually implies a wind field reversal and strengthening as well as fog and stratus (Reason and Steyn, 1990). CTDs have been studied in many regions worldwide where dominant atmospheric low-level circulation and geographical features favour their occurrence, such as the Pacific coast of North

America, where they are referenced as coastally trapped wind reversals (CTWR: e.g. Mass and Albright, 1987; Nuss *et al.*, 2000; Rahn and Parish, 2008; Parish *et al.*, 2015), South Africa (Gill, 1977; Reason and Jury, 1990) and southeastern Australia (Reason *et al.*, 1999) among others.

In this article, we examine mesoscale circulations in the northwestern Mediterranean basin with many similar features of classical CTDs but exhibiting shorter spatial and temporal scales as well as different forcing mechanisms to those previously mentioned. Specifically, Mediterranean CTDs examined have horizontal scales not greater than 200 km along-shore, 50 km cross-shore, the time span is of the order of a few hours instead of a few days, and they do not bring fog or low stratus that would create the density contrast that drives the head of the CTWR. However, these events do produce a sudden change in the wind field direction and strength which is hardly captured by operational numerical weather prediction (NWP) models, disturbing aeronautical take-off and landing operations in coastal airports, as has been reported at the Barcelona international airport. Moreover, this study may contribute to a better understanding of low-level circulations of the region which play a crucial role in providing a source of moisture for heavy precipitation events as pointed out in recent case-studies examined in the framework of the Hydrological cycle in Mediterranean Experiment (HyMeX) programme – see for example Lee *et al.* (2017), Röhner *et al.* (2016) and Bouin *et al.* (2017), the last two dealing with an extreme event that holds the all-time record in Spain for 4, 5 and 6 h rainfall amounts (216 mm, 248 mm and 275 mm) as reported by Gonzalez and Bech (2017).

The main aim of this article is to provide, to the best knowledge of the authors, the first description of coastally trapped disturbances caused by the tramontane wind on the northwestern Mediterranean, as well as a climatology and process studies, to improve our understanding of the mechanisms involved in their formation and evolution. To accomplish these objectives, a background of regional wind-systems in the area of study, the Tramontane-Cierzo winds, is provided in section 2 and a brief climatology of observed events is presented in section 3. The HARMONIE-AROME NWP model used and the sensitivity experiments performed are described in section 4. Section 5 presents and describes the evolution of two different simulated events. Finally, section 6 compares the sensitivity of the surges to short-wave radiation. A brief summary and conclusions are presented in section 7.

2 | BACKGROUND AND AREA OF STUDY

The Tramontane-Cierzo wind system is the western part of the Mistral-Tramontane wind system and takes place during synoptic north and northwesterly flow events over the northwestern Mediterranean basin, when the incident flow characterized by a low Froude number hits the north side of the Pyrenees mountain range (Georgelin and Richard, 1996).

This 400 km long west–east oriented range is a major sink of meridional momentum (Bessemoulin *et al.*, 1993), forcing the northerly and northwesterly low-level flow to go around both the west and east sides of the mountain range, progressing through two gaps: the Ebro valley on the right-hand side of the flow direction (Cierzo wind) and the wide area between the Pyrenees and Massif Central on the left-hand side (tramontane wind) as shown in Figure 1a. These ducts favour an additional acceleration to both flows and canalize them towards the Mediterranean Sea. The interaction of the flow with the mountain barrier produces a perturbation in the surface pressure field at sub-synoptic scale (Bénech *et al.*, 1998) that creates a mesoscale pressure dipole with a high-pressure system windward of the Pyrenees mountain range and a low-pressure system leeward (Figure 1a).

The Tramontane-Cierzo wind system was widely studied during the Pyrenees Experiment (PYREX: Bougeault *et al.*, 1990; 1997; Genovés *et al.*, 1994; Flamant and Pelon, 1996). Bénech *et al.* (1998) and Koffi *et al.* (1998) showed a flow asymmetry during northerly flows induced by the Coriolis effect which causes the tramontane to be stronger than the Cierzo. Campins *et al.* (1995) studied the main structure of the tramontane and found a low-level jet just below an inversion layer located around 1,000 m in altitude. They also found that the tramontane was at first accelerated by the pressure gradient force but partially compensated by the frictional effect. When the tramontane reaches the sea, the frictional effect abruptly drops off, the acceleration is enhanced and wind speed reaches its maximum intensity offshore over the Gulf of Lion (Vazquez, 1995; Georgelin and Richard, 1996). Once the wind acceleration reaches its maximum, the flow becomes inertial and is decelerated by the friction, becoming a density current (Campins *et al.*, 1995). As a result of this process a cold front is created between the outflow of cold and dry air of the tramontane and the previously existing warm and moist Mediterranean air mass.

Due to the Coriolis force, the tramontane turns anticyclonically (Campins *et al.*, 1995), forming a recurrent convergence line at the Catalanian northeast coast and the Balearic Sea when it meets the relatively warm-dry Cierzo wind (Pascual and Callado, 2002) (Figure 1a). This convergence line is not always static, and occasionally moves southward reaching Barcelona as a northeast (NE) surge, where the wind may get reinforced, changing suddenly from southwest (SW) to NE and increasing to 70 km/h or more. This wind surge occurs sometimes with no significant cloudiness and becomes a weather hazard for aircraft during the take-off and landing operations at the Barcelona airport (Gonzalez and Pascual, 2013). Aircraft pilots' reports describe this phenomenon as a sudden change from tailwind to headwind between 2,000 and 3,000 ft. when they land at the Barcelona airport from the SW using runway 07 (landing in direction 070° in order to land against the wind).

In Catalonia there are two mountain ranges parallel to the coast (Figure 1c). The Catalan Coastal Range is the nearest

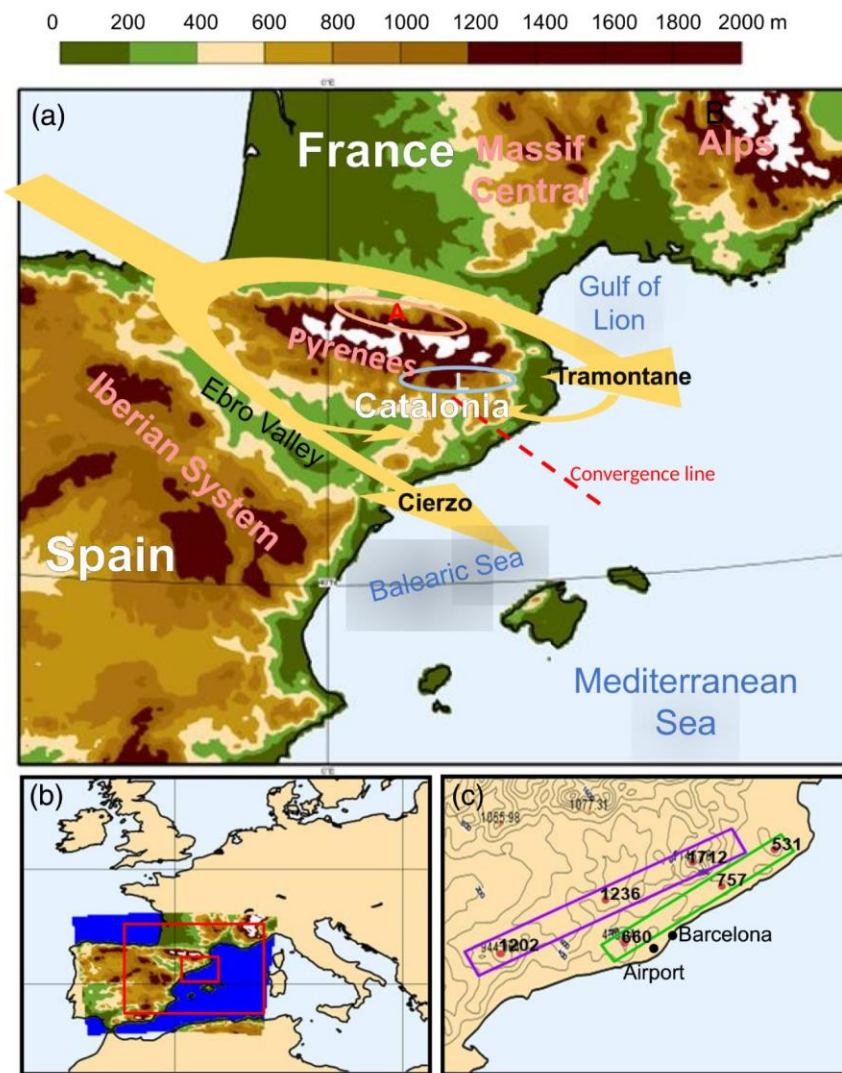


FIGURE 1 (a) Area of study with the locations mentioned in this article and the conceptual model of the Tramontane-Cierzo system. Arrows show the principal flows around the mountains. 'A' and 'L' indicate the orographic pressure dipole. Dashed line indicates the recurrent convergence line. (b) The domain used by the numerical simulation (in colours, showing the height) and the regions displayed in panels (a) and (c). (c) Position of the Catalan Coastal range and Pre-coastal range numbers show the position and the height (in m) of the highest mountains for each range [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

to the sea (less than 1 km away), and has a height scale of about 300 m with the highest peaks between 600 and 750 m. The Catalan Pre-Coastal Range is about 20 km away from the sea, and is higher than the former with a height-scale of about 1,000 m and the highest peaks over 1,700 m. The main gap over both mountain ranges is the relatively narrow Llobregat river valley (about 10 km wide), located a few kilometres southwest of Barcelona.

3 | NORTHEAST SURGES AT BARCELONA

We checked the observational database of AEMET (Spanish Meteorological Service) to characterize climatological aspects of relevant NE surges at Barcelona associated with tramontane from 2010 to 2016. We selected the cases when the wind gusts (3 s running-average maximum value in 10 min) at the AEMET surface station 0201D in Barcelona

Meteorological Centre exceeded 14 m/s (50 km/h) and its direction was between 020° and 100° (roughly NE to E). At the same time, the wind over Reus surface station, 100 km south of Barcelona, had to be blowing from directions between 180° and 360° (westerlies associated with the Cierzo) in order to filter out synoptic easterly and northeasterly flows. Finally, a visual inspection of observational data (temperature, humidity and wind) at Barcelona station 0201D checking for the presence of a sudden air-mass change allowed us to accept or reject each case individually. Notice that we have chosen 14 m/s gusts in Barcelona as a threshold to filter out weaker surges.

Table 1 shows a list of the events occurred between 1 January 2010 and 1 December 2016. Although tramontane blows often in the cold season, when the synoptic circulation associated with the jet stream moves to low latitudes, most episodes are between March and October. This suggests

TABLE 1 Climatology of NE surges exceeding 14 m/s (50 km/h) at Barcelona between 2010 and 2016

ID	Date	Time (UTC)	Gust (m/s)	Direction (deg)	Synoptic pattern
ES01	17 October 2010	1540	15.0	068	Other
ES02	17 July 2011	1130	16.3	083	A
ES03	26 August 2011	1840	15.3	095	A
ES04	19 October 2011	2100	14.1	076	A
ES05	3 May 2012	1620	15.7	074	Other
ES06	19 April 2012	1910	14.3	074	A
ES07 ^a	6 December 2012	1610	23.2	072	B
ES08	21 June 2012	1910	14.8	086	A
ES09	24 February 2013	1640	15.0	087	Other
ES10 ^b	30 March 2013	1710	15.6	081	B
ES11	4 February 2013	1650	15.5	069	B
ES12	4 August 2013	1700	14.4	077	B
ES13 ^b	28 May 2013	1520	18.8	069	A
ES14	26 February 2014	1800	15.2	073	B
ES15	29 June 2014	1910	14.7	087	B
ES16	20 July 2014	1810	17.0	081	B
ES17	29 July 2014	1410	20.2	084	B
ES18	13 August 2014	0940	15.8	086	A
ES19	12 January 2014	0030	15.7	084	Other
ES20	15 May 2015	1420	18.4	068	B
ES21	15 August 2015	1630	14.9	085	B
ES22	24 August 2015	1650	14.0	064	A
ES23	3 February 2016	2030	14.1	100	A
ES24	23 April 2016	1610	14.9	076	B
ES25	22 May 2016	1830	14.1	098	A
ES26	29 May 2016	1900	14.9	075	B
ES27	17 September 2016	2010	14.9	090	B
ES28	25 September 2016	1730	17.0	040	B

^aSuperscript indicates the Gonzalez and Pascual (2013) case-study.

^bThe cases studied in section 4 (ES10 and ES13).

a seasonal behaviour with a maximum centred in the warm season. Notice that NE surges are more common in spring or autumn than in summer, due to the seasonality of the tramontane. Furthermore, Table 1 shows a preferred time of occurrence of the wind surges, with a maximum between the afternoon and the evening. Both facts suggest that land warming is a key ingredient in these surges as will be discussed in detail in section 5.

A qualitative analysis based in operational synoptic and mesoscale charts and satellite imagery allows us to classify NE surges into two main different synoptic patterns (shown at Table 1).

- Pattern A is linked to a 500 hPa synoptic trough crossing northern Spain with an associated surface cold front. When the front arrives at the Gulf of Lion, the cold surge spreads over the Balearic Sea forming a meso-alpha front that eventually reaches Barcelona. This pattern is often associated with a NE surge overrunning the well-established southwesterly sea-breeze.
- Pattern B is associated with a synoptic trough that has already crossed Spain and is located over the

Mediterranean Sea. Low-level winds behind the trough flow from west or northwest. The tramontane blows directly towards the Mediterranean. We found that all cases in this pattern presented convective clouds with cool pools flowing out to the south forming a meso-front that eventually could reach Barcelona. On this pattern, NE surges often overrun the established westerly wind (associated with the Cierzo).

Out of the 28 events found from 2010 to 2016, four events (14%) could not be classified into patterns A and B (events E01, E05, E09 and E19). Two of them (E01 and E05) presented mixed features of both patterns but no clear preponderance of either of them; the other two (E09, E19) were produced by a meso-low east of Catalonia bringing cold air from the Gulf of Lion, so despite the identical effect upon wind changes, the synoptic situation is completely different. In order to describe in more detail the characteristics of the other CTDs that can be classified into pattern A or B, two representative events – one for each pattern – are studied in section 4.

4 | METHODOLOGY

4.1 | NWP model description

The HIRLAM ALADIN Research on Mesoscale Operational NWP In Europe-Applications of Research to Operations at MESoscale (HARMONIE-AROME, hereafter HARMONIE) mesoscale convection-permitting non-hydrostatic NWP model (Bengtsson *et al.*, 2017) has been used to simulate and investigate the Tramontane-Cierzo system and CTDs along northwestern Mediterranean coasts (see simulation domain in Figure 1b). HARMONIE is developed by the HIRLAM consortium and it is based on the ALADIN consortium AROME model (Seity *et al.*, 2011) within the framework of the HIRLAM-ALADIN consortium's joint project.

HARMONIE version 37h1.1 has been integrated on event simulations with 2.5 km horizontal resolution, 65 sigma-pressure hybrid vertical levels with higher vertical resolution in the low troposphere emphasizing lowest atmosphere description with quite high vertical resolution (21 levels in the first 1,000 m) and an integration time step of 60 s. With this resolution HARMONIE is expected to properly simulate CTDs and their related mesoscale flows due to an accurately enough representation of the boundary layer, the Pyrenees mountain massif, the coastal mountain ranges and the coastline. Moreover, the area of the simulation is wide enough to include all mesoscale circulations related to the Tramontane-Cierzo system. HARMONIE has been run on case-studies up to 24 h with output every hour taking boundary conditions hourly from the global European Centre for Medium-range Weather Forecasts-Integrated Forecast System (ECMWF-IFS) at T1279 (~16 km).

4.2 | Sensitivity experiments

HARMONIE sensitivity experiments of the Tramontane-Cierzo system and CTDs due to diabatic heating have been done, varying the constant solar value (S) on the Morcrette short-wave radiation scheme (ECMWF, 2015), called on every 15 min. Several experiments with distinct S values in the whole HARMONIE domain have been investigated but only two relevant ones are shown in this article:

- SW06: where S is multiplied by a 0.6 factor, decreasing its original value by 40% and,
- SW12: where S is multiplied by a 1.2 factor, increasing its original value by 20%.

The results are discussed in section 5.

4.3 | Analysis of the forcing mechanisms

In order to estimate the dynamical force balance and to validate if the forcing mechanisms of the CTD in Barcelona are comparable to the CTWR studied by Rahn and Parish (2008),

we computed each term of the horizontal equation of motion:

$$\underbrace{\frac{\partial V}{\partial t}}_{\text{ACC}} = \underbrace{-V \cdot \nabla V}_{\text{ADV}} - \underbrace{\nabla \Phi}_{\text{PGF}} - \underbrace{f k \times V}_{\text{COR}} + R, \quad (1)$$

simulated by HARMONIE at 1000 hPa. The left-hand side of Equation (1) corresponds to the local acceleration of the horizontal wind (ACC), the first term on the right-hand side is the horizontal advection of the wind (ADV), the second term is the pressure gradient force (PGF), the third term is the Coriolis force (COR), and the last term is the residual (R) that includes surface drag, turbulent mixing and the vertical advection of the wind.

5 | CTD'S CASE-STUDIES

As stated earlier, two cases – one for each synoptic pattern presented in section 2 – have been studied in detail and are presented in this section. In each of them the tramontane outflow and CTDs were well reproduced by the HARMONIE model.

5.1 | Pattern A: 28 May 2013

5.1.1 | Synoptic setting

Figure 2 shows the synoptic ECMWF analysis on 28 May 2013 at 1200 UTC. At the 500 hPa pressure level (Figure 2a) there is a well-defined trough with a cold core over northern France, with its axis extended along the northern Iberian Peninsula. The diffluent downstream section of the trough is located over the northwest Mediterranean, and a strong temperature gradient extends over the Pyrenees from northwest to southeast. A temperature gradient along the Pyrenees and the Gulf of Lion is also evident at 850 hPa where a cold front is crossing (Figure 2b). Behind the front, the Tramontane-Cierzo system develops. A high sea-level pressure (SLP) gradient between the high-pressure area around the Azores and the low-pressure area at the English Channel yields a long and strong northwesterly flow over the Pyrenees. The synoptic SLP field is perturbed over the Pyrenees, where the characteristic mesoscale pressure dipole can be identified.

5.1.2 | Mesoscale evolution

Figure 3 shows the evolution of the episode using Meteosat Second Generation High Resolution Visible (MSG HRVIS) images and HARMONIE NWP model output. HRVIS (Figure 3a) images show at 1200 UTC cloudy skies over a large portion of the northwestern Mediterranean, mostly inland, and open cells over the western Pyrenees associated with the cold air mass. Despite there not being many shadows since the sun is close to the zenith, some enhanced clouds with a rope shape can be observed. These enhanced clouds are placed where HARMONIE simulation shows a strong convergence zone (Figure 3b), most of them related to an abrupt

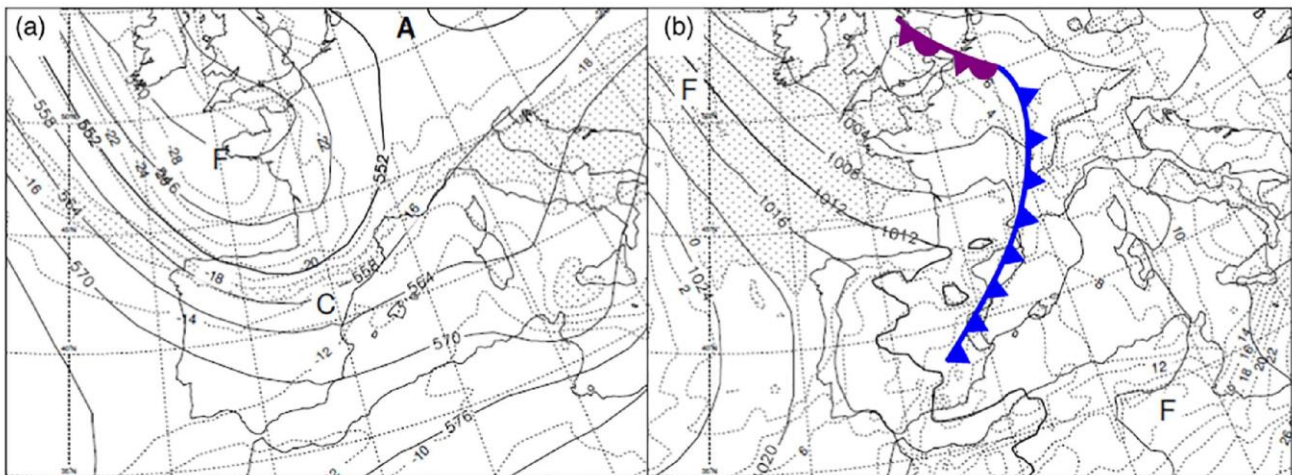


FIGURE 2 ECMWF synoptic analysis on 28 May 2013 at 1200 UTC. (a) Isohyps (solid lines, in gpdam) and temperature (dotted line, in °C) at 500 hPa. (b) SLP (solid line, in hPa), temperature at 850 hPa (dotted line, in °C) and surface fronts [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

change of pseudo-equivalent temperature that exceeds 10 K in few kilometres. Steep changes in pseudo-equivalent temperature (θ_{ep}) are associated with air-mass boundaries and rope-shaped convergence zones where these two air masses meet (Figure 3b). Figure 3c shows the pressure perturbation mesoscale dipole of the geopotential height field at 1000 hPa and the asymmetry of the wind speed pattern of the tramontane and Cierzo winds, consistent with the previous studies by Bénech *et al.* (1998) and Koffi *et al.* (1998), respectively.

According to the HARMONIE simulation, three low-level air masses collide into a Y-shaped convergence zone over Catalonia. Figure 4 shows 1,000 hPa temperature and moisture content of each air mass at 1600 UTC. Both variables define θ_{ep} depicted in Figure 3e. Continuous shaded colours (temperature, moisture and θ_{ep} fields in Figure 3 and Figure 4) highlight the abrupt changes at the air-mass boundaries. The tramontane air mass (TrAM) is cold and dry with temperatures around 287 K and specific humidity widely below 7 g kg^{-1} . This air mass is related to strong northerly winds that make up the tramontane. The Cierzo air mass (CiAM) is very dry (below 4 g kg^{-1}), and warm (293 K), especially downstream.

As explained in section 2, TrAM and CiAM have the same common source over the Atlantic Ocean and they form when the Atlantic air mass is forced to go around the Pyrenees. TrAM retains almost all its moisture by going across a flat and relatively low-altitude zone. Conversely, CiAM loses almost all its moisture when it crosses over mountains west of the Pyrenees and is diabatically heated during the daytime hours as it moves along the Ebro valley (Figure 3). At night, this air mass quickly loses its heat (not shown) following the diurnal cycle. The remaining air mass located over the Mediterranean Sea (Figure 4) has already been described by the pioneering work of Jansà (1959) who called it Mediterranean air mass (MedAM). MedAM is the most representative air mass during the warm season over the Mediterranean Sea when the air becomes relatively stagnant and is characterized by a large

amount of low-level moisture with values exceeding 9 g kg^{-1} and temperatures slightly higher than TrAM. Considering the buoyancy of the MedAM as zero, TrAM has negative buoyancy and CiAM positive buoyancy. Broadly, changes in moisture are greater than changes in temperature. This can be clearly seen in Figure 3 where TrAM and CiAM have low θ_{ep} values and, in contrast, MedAM presents large values.

HRVIS in Figure 3d shows the advance of the TrAM boundary corresponding to the tramontane outflow leading front, against MedAM and CiAM at 1600 UTC. HARMONIE shows a thermal difference of about 3 °C between TrAM and MedAM in the alongshore cross-sections (Figure 5a) suggesting that flow is driven by the thermal contrast as a density current where TrAM acts as a cold pool spreading over the Mediterranean. From 1600 UTC at the leading edge of the tramontane, a strong wind surge next to the coast north of Barcelona can be seen. This surge is enhanced at the coast, and it weakens offshore like a classical CTD. Behind the tramontane low-level front, wind is strong and mainly oriented alongshore heading to the southwest (Figure 3f). However, there is a weak onshore component that can be related to the result of both the curvature effect of the Coriolis force – consistent with previous studies of Campins *et al.* (1995) – and the thermal upslope flow over land. This small inland component is a key element in the generation of the CTDs.

According to the observational data shown in Figure 6, the NE surge reached Barcelona at 1520 UTC. In a few minutes, the wind shifted and intensified with a gust of 18.8 m/s (67.7 km/h), and the temperature dropped 3.8 °C in 10 min and 6 °C in 30 min. However, the outflow simulated by HARMONIE at 1600 UTC is located north of Barcelona, being the front delayed about 1 h with respect to the observations. Though there are some important differences such as the velocity of the front, HARMONIE reproduces its movement quite well. A comparison between simulated 1,000 hPa wind and data from the Advanced Scatterometer (ASCAT) observations of the MetOp satellite passes at 2024 and 2110 UTC

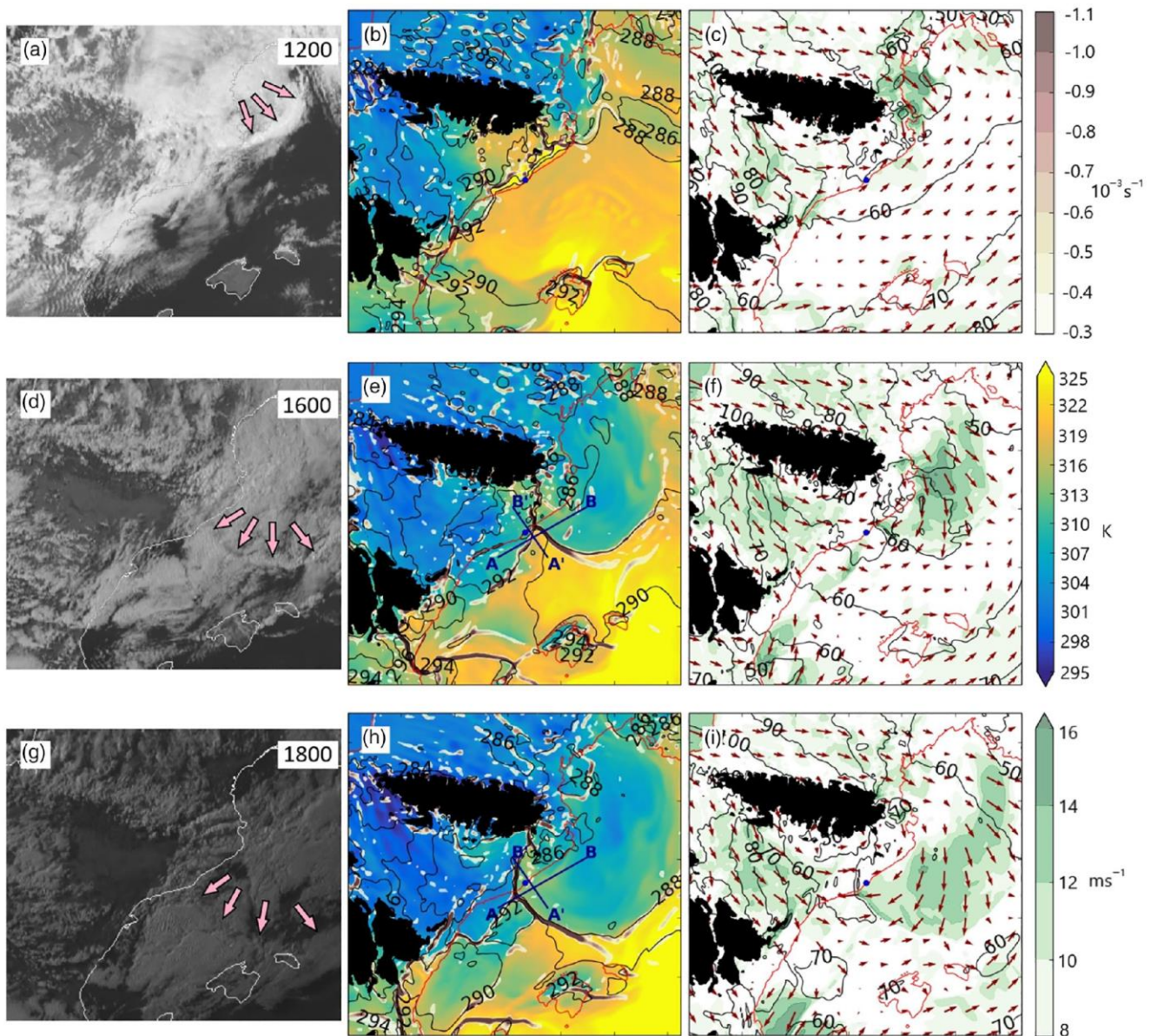


FIGURE 3 Evolution of the 28 May 2013 episode at 1200, 1600 and 1800 UTC. (a), (d), (g) The MSG HRVIS images. Notice the meso-front as an enhanced cloud structure (marked with arrows). (b), (e), (h) The simulated pseudo-equivalent temperature (shaded colours), potential temperature (contour lines) and convergence zones over $0.3 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (shaded in grey scale) at 1000 hPa. (c), (f), (i) The simulated wind direction (arrows), speed (shaded colours) and geopotential height at 1000 hPa (contour lines, gpm). In central and right panels coast lines are plotted in red, the location of Barcelona is indicated with a blue dot, and elevations over 1,000 m according to the model ground are shaded in black. Cross-sections depicted in Figure 5 are marked in (e) and (h) with letters A, B and A', B' [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

(not shown) also supports the consistency of the simulation with observational data. This suggests that HARMONIE is able to simulate the key forcing mechanisms of the event, although some of them might be underestimated.

5.1.3 | Cross-section analysis

The alongshore cross-section at 1600 UTC in Figure 5a shows a strong stable stratification over the outflow, which has a clear density-current structure. The head and the body of the density current reach approximately 850 hPa. The head can be identified in the HRVIS imagery as a rope cloud (Figure 3a,d) as a consequence of the forced lifting while the

strongly stratified capped environment does not allow strong updraughts over a deep layer. Due to the stratified stability, some Kelvin–Helmholtz waves are developed behind the front enhancing the turbulent mixing between the upper MedAM and the lower TrAM, similarly to the numerical simulations described by Xu *et al.* (1996). The Richardson number ranged from 0.20 to 0.50 indicating favourable conditions for Kelvin–Helmholtz instability development.

Figure 3h,i shows the interaction between the three air masses simulated by HARMONIE at 1800 UTC, when the meso-front along the coast reaches CiAM in agreement with the satellite observations (Figure 3g). The outflow boundary increases its thermal difference to 5 K and the convergence

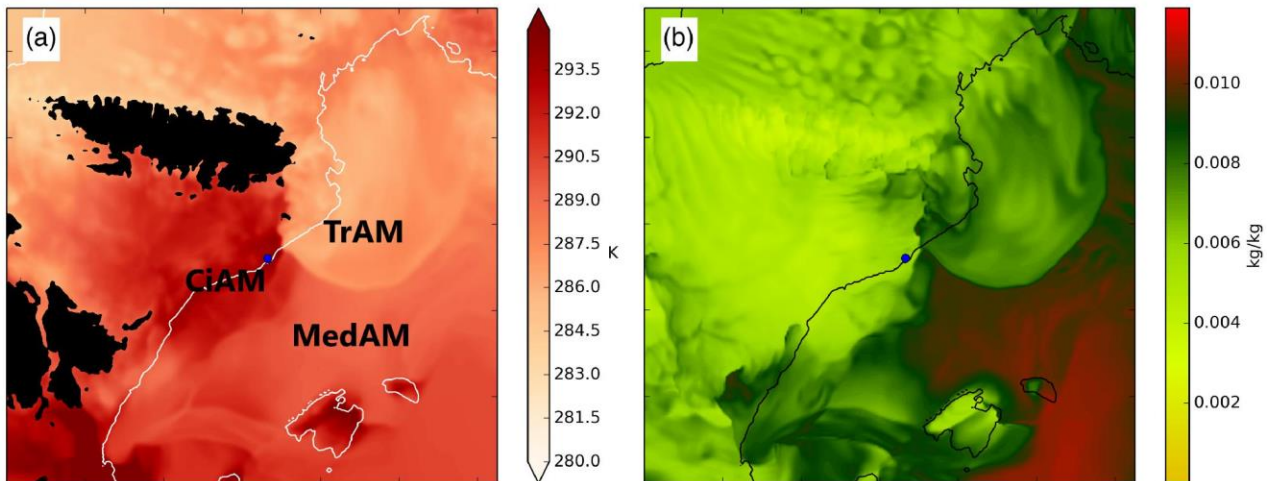


FIGURE 4 (a) Potential temperature (K) and (b) specific humidity (kg/kg) simulated by HARMONIE at 28 May 2013, 1600 UTC. Blue dot shows the location of Barcelona [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

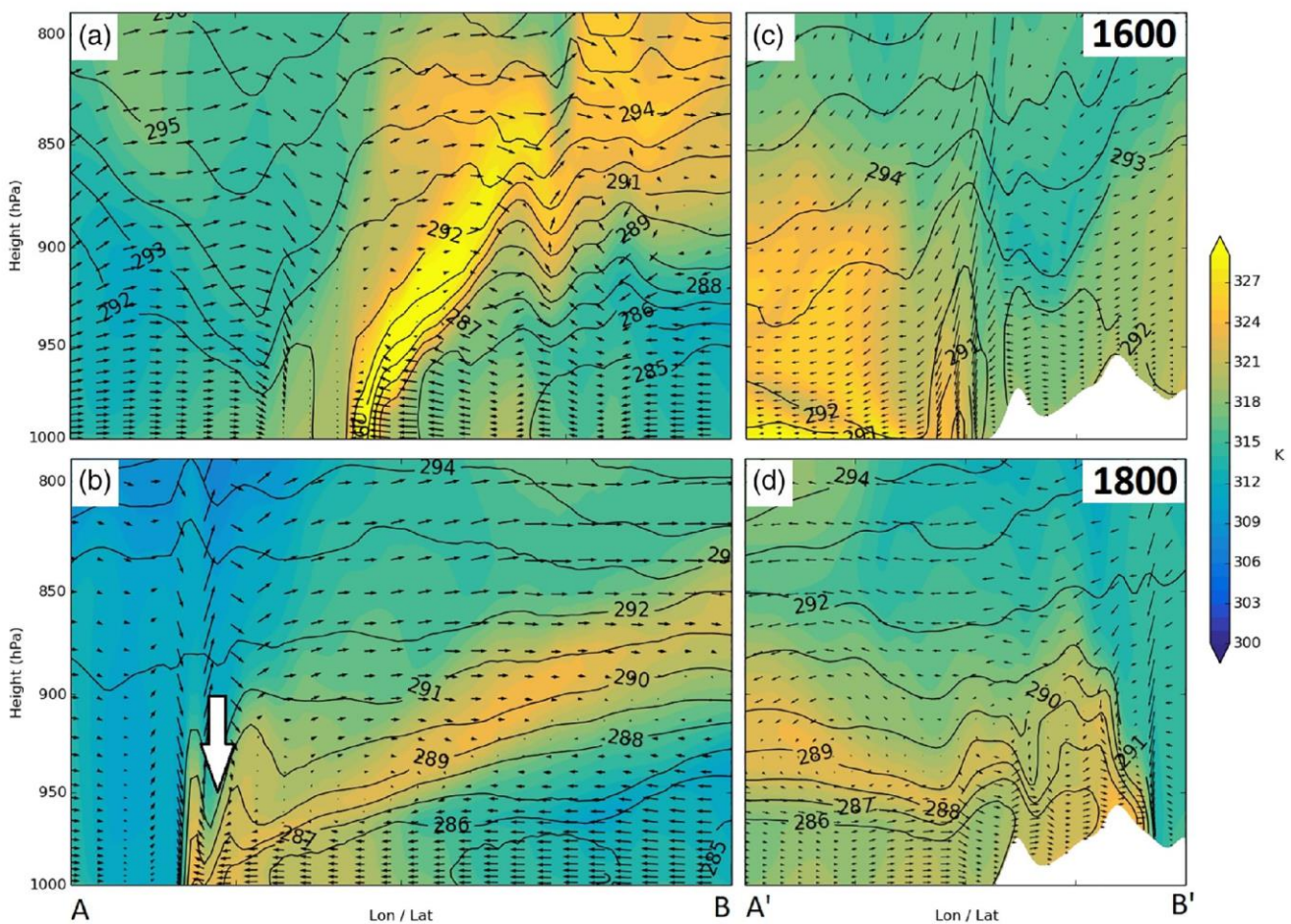


FIGURE 5 Cross-sections of pseudo-equivalent temperature (shaded colours), wind over the cross-section plane (arrows) and potential temperature (contour lines) along the (a,c) AB segments and (b,d) A'B' segments shown in Figure 3e,h at 28 May 2013, (a,b) 1600 UTC and (c,d) 1800 UTC [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

intensifies. Figure 5b shows that CiAM, with lower buoyancy, is forced to overlay the front, increasing the static stability of the air column behind the head front, which leads to a reduction of the boundary-layer height and a buffering of the Kelvin–Helmholtz waves (see white arrow). By

contrast, the head wave deepens beyond 800 hPa, probably due to the environmental vertical shear that points in the direction of outflow motion (Xue, 2000). Notice that there is a perturbation in the wind field at 1800 UTC (Figure 3i) associated with the thermal boundary between TrAM and MedAM

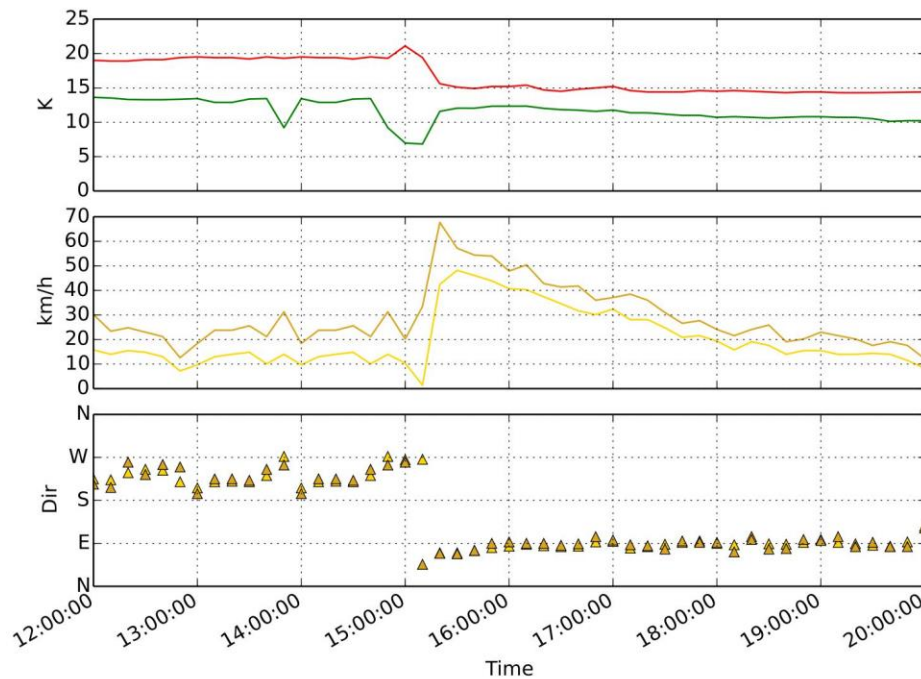


FIGURE 6 (a) Temperature and dew point, (b) wind speed and wind gust, and (c) wind and wind gust direction from 10 min instrumental observations at AEMET station 0201D in Barcelona on 28 May 2013 [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

TABLE 2 Scale analysis for each case-study, including the characteristic incident wind (U), the Brunt–Väisälä frequency (N), the mountain range characteristic height (H), and length (L), the mountain Froude number (F_m), the Burger number (B) and the Rossby radius (L_R)

Case-study	Mountain range	U (m/s)	N (s^{-1})	H (m)	L (m)	F_m $UN^{-1}H^{-1}$	B $HNf^{-1}L^{-1}$	L_R HNF_mf^{-1} (m)
28 May 2013	Coastal	5	$1.50E-02$	300	5,000	1.1	9.0	50,000
	Pre-coastal	5	$1.50E-02$	1,000	10,000	0.3	15.0	50,000
30 March 2013	Coastal	5	$2.00E-02$	300	5,000	0.8	12.0	50,000
	Pre-coastal	5	$2.00E-02$	1,000	10,000	0.3	20.0	50,000

(Figure 3h). It extends towards the sea about 50 km, which approximately corresponds to the Rossby radius for this flow (Table 2), which is dynamically coherent with CTDs.

Figure 5c shows the cross-shore A'B' section at 1600 UTC before the arrival of the density current front, illustrating that MedAM is restricted to the bottom layer of the atmosphere over the sea with weak cross-shore wind. Inland, CiAM flows strongly offshore over the MedAM. At 1800 UTC after the front crosses the A'B' section (Figure 5d) a MedAM thin layer (higher θ_{ep}) remains between the less buoyant TrAM on the bottom and the more buoyant CiAM on the top. Behind the front, low-level onshore wind is blocked by the mountains, as suggested by the wind deceleration and the marine boundary layer (MBL) step.

In the last steps of the episode, the outflow front advances steadily until 2000 UTC and then the wind speed suddenly drops. The front becomes stationary at 2200 UTC around 100 km south of Barcelona. It is worth remarking that θ and θ_{ep} of CiAM, unlike TrAM and MedAM, drop in the afternoon by a few degrees (not shown) as a response to the

adiabatic cooling associated with the diurnal cycle and the low moisture content of the air mass. As a result, there is a decrease in the thermal contrast, and therefore in the density difference of the boundary that weakens and may eventually stop the density current.

5.1.4 | Scale analysis

An approximate calculation gives a Brunt–Väisälä frequency (N) of about $1.5 \cdot 10^{-2} s^{-1}$ for the boundary layer, which indicates a high static stability of the outflow. A scale analysis indicates the degree of blocking of the hydrodynamic regime by the topographic features: it is almost blocked by the Coastal Range – values of mountain Froude number (F_m) and Burger number (B) of 1.1 and 9, respectively, as seen in Table 2 – and totally blocked by the Pre-Coastal Range – $F_m \sim 0.3$ and $B \sim 15$. Values for the Coastal Range are close to the largest blocking response described by Overland and Bond (1995), that is, a stepped flow with an $F_m \sim 1$ and $B > 1$.

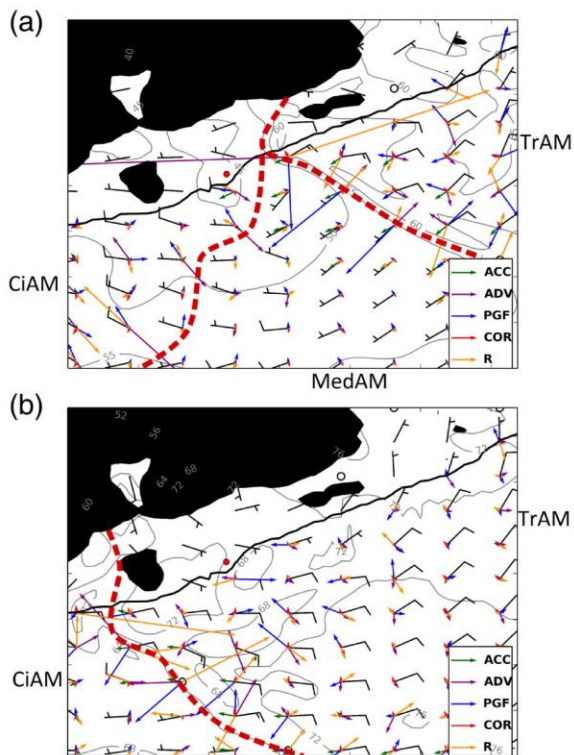


FIGURE 7 Wind barbs (in m/s), 1,000 hPa height contours (in gpm) and vectors representing the terms in the momentum square (see legend) simulated by HARMONIE on 28 May 2013 at (a) 1600 UTC and (b) 1900 UTC. Dotted line delimits the different air masses labelled at the sides. The location of Barcelona is depicted as a red point [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

5.1.5 | Forcing analysis

Figure 7a shows the motion equation terms at 1600 UTC when the simulated front is still mature and has not reached Barcelona yet. The largest gradient on the height field and the convergent wind determines the front position. In the bottom left of the plot, where the CiAM is present, the advection term is dominant and is pointing eastwards. The residual term is opposed to advection and almost balances the flux. In the bottom right of the plot, corresponding to the MedAM, the balance of the wind is quasi-geostrophic (the PGF counterweights the Coriolis force, cancelling the acceleration). The edge of the outflow is mainly accelerated by the PGF towards the southwest due to the strong pressure gradient at the density current front. Advective and residual components compensate some PGF forcing. Behind the front, the weak Coriolis force provides a small rotation onshore. Scale analysis of the Rossby number around 1 ($V \sim 10$ m/s and $L \sim 100$ km) suggests the rotational forces affect the flux to some extent.

At 1900 UTC (Figure 7b), behind the front, where the outflow is well established, the balance within the TrAM becomes almost antitriptic (Schaefer and Doswell, 1980), with the residual balancing the PGF. This analysis suggests that forcings at low levels in this event are very similar to those in the CTWR studied by Rahn and Parish (2008), although

their initial causes are very different: cool tramontane outflow for the Mediterranean CTD, and long-wave radiation cooling in the cloudy region for CTWR (Rahn and Parish, 2008). We could conclude that in our case, motion is little scale-dependent and well described by a density current ageostrophic acceleration.

5.2 | Pattern B: 30 March 2013

5.2.1 | Synoptic setting

The temperature and geopotential field analysis at 500 hPa on 30 March 2013 at 1200 UTC (Figure 8a) shows a broad trough with its axis located eastward of the Iberian Peninsula. The northwest Mediterranean coast is therefore located below the upstream branch of the trough and eastward of a small ridge located west of Spain. The cold air advected by the trough creates the proper environment to support deep moist convection. At low levels (Figure 8b), relatively high air pressure southwest of the Iberian Peninsula and the low located over the Gulf of Genoa generate a mean SLP gradient leading the flow from the Atlantic Ocean directly to Italy. The Tramontane-Cierzo wind system is already well developed over the NW Mediterranean as indicated by the associated meso-low leeward of the Pyrenees (Figure 8b).

5.2.2 | Mesoscale evolution

The HARMONIE simulation sequence indicates that MedAM was removed from the NW Mediterranean some hours before the onset of the event by the Cierzo and the tramontane (not shown). The simulation is consistent with the wind field derived from ASCAT observations at 0921 and 1006 UTC (not shown). Unlike the previous event, there are not three well-defined air masses at 1300 UTC (Figure 9). According to the low-level air features (Figure 10), air masses north and south of the Pyrenees are identified as TrAM and CiAM respectively. As in the previous case, CiAM is described as a dry and warm air mass while TrAM is a relatively cold and slightly dry air mass. Cloudiness in TrAM allows us to differentiate it from CiAM in HRVIS at 1300 UTC (Figure 9a), being separated by a shear line, a feature of TrAM already discussed by Jansá (1987).

Close to the easternmost edge of Pyrenees, atmospheric convection was triggered (as seen in Figure 9d) by diurnal heating and low-level convergence. Inside the TrAM, the cool pool associated with several convective cells is evidenced by a disturbance in the pressure field coming out of the convective zone and progressing to the south (not shown). Those outflows cooled down low-level air near the convergence zone, enhancing the thermal contrast with the CiAM (about 2 K decrease according to Figure 9b,e). According to the simulation at 1500 UTC (Figure 9e), when the temperature difference between the cold air mass and the CiAM achieves 5 K, the convergence line starts to advance southwestwards as

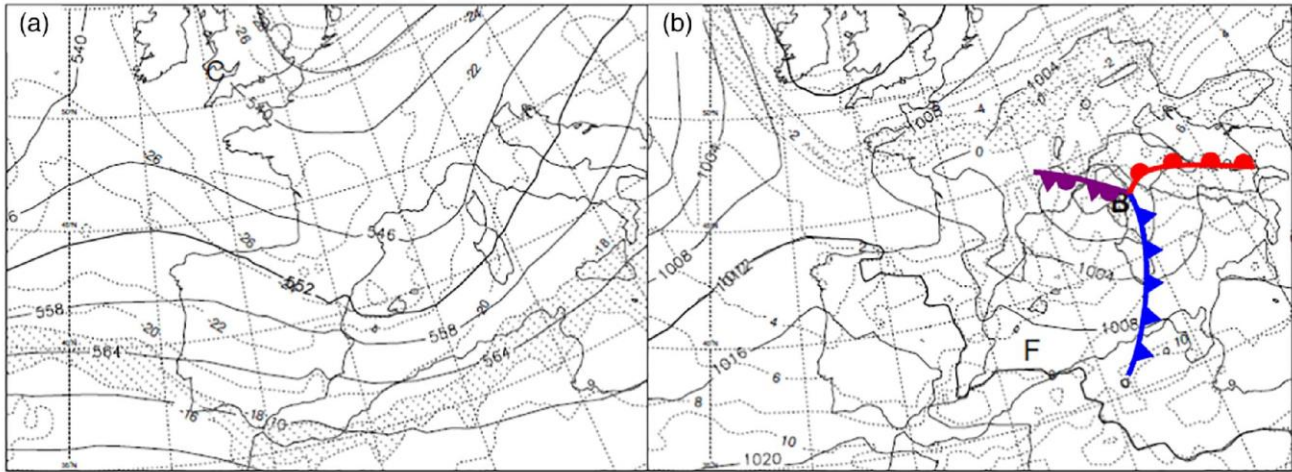


FIGURE 8 As in Figure 2 but for 30 March 2013 at 1200 UTC. 'B' indicates the centre of the low [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

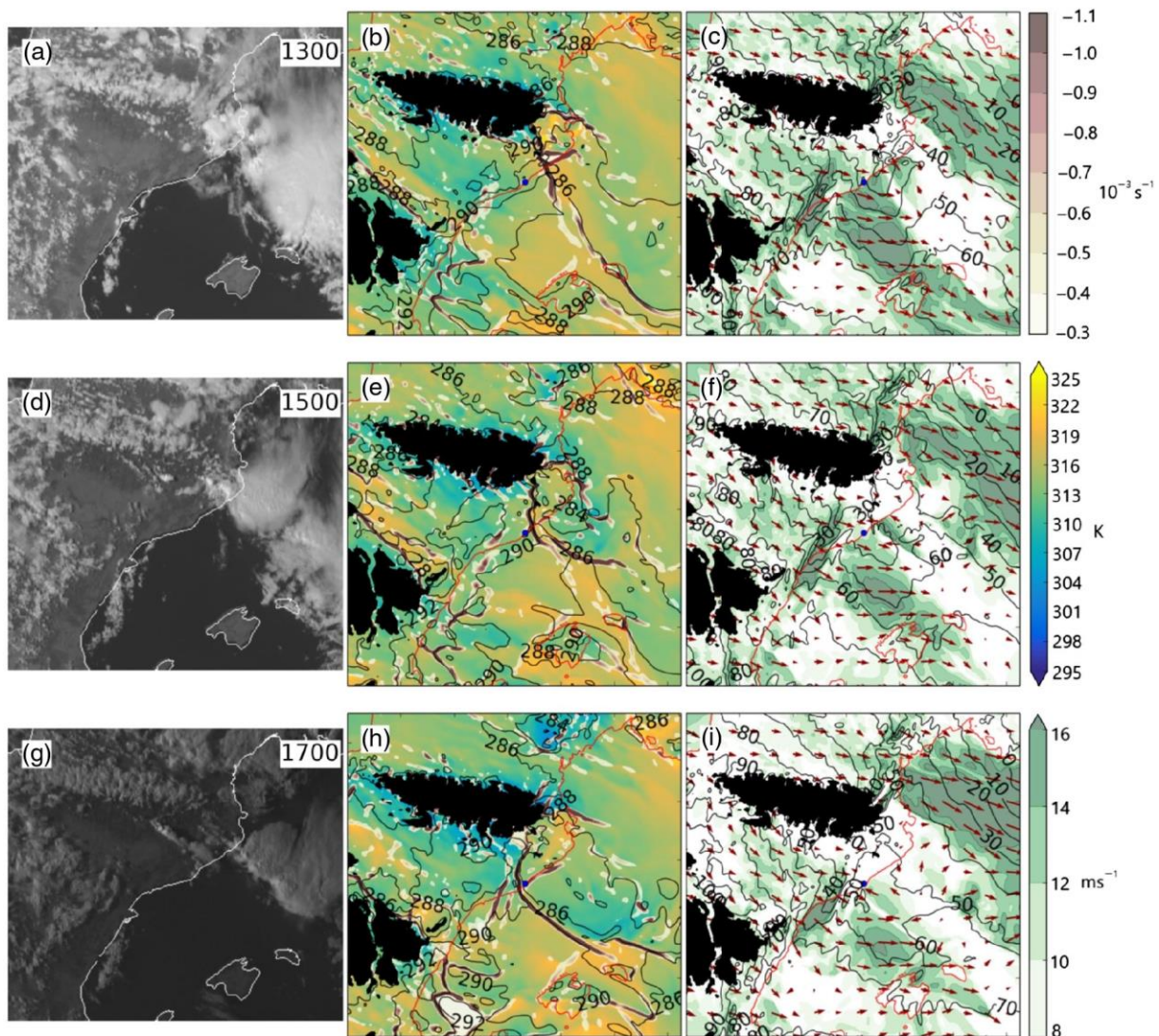


FIGURE 9 As in Figure 3 but for 30 March 2013 at 1300, 1500 and 1700 UTC [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

a density current, showing a CDT at the coastal current edge (Figure 9f).

At this stage, cold air in the density current is not directly related to the tramontane since TrAM remains separated from

the cool convective outflow of the storms. The outflow is clearly visible in Figure 10 as a very cold air mass (284 K at 1000 hPa), well delimited from TrAM, heading southwestward against the CiAM. That is a significant difference from

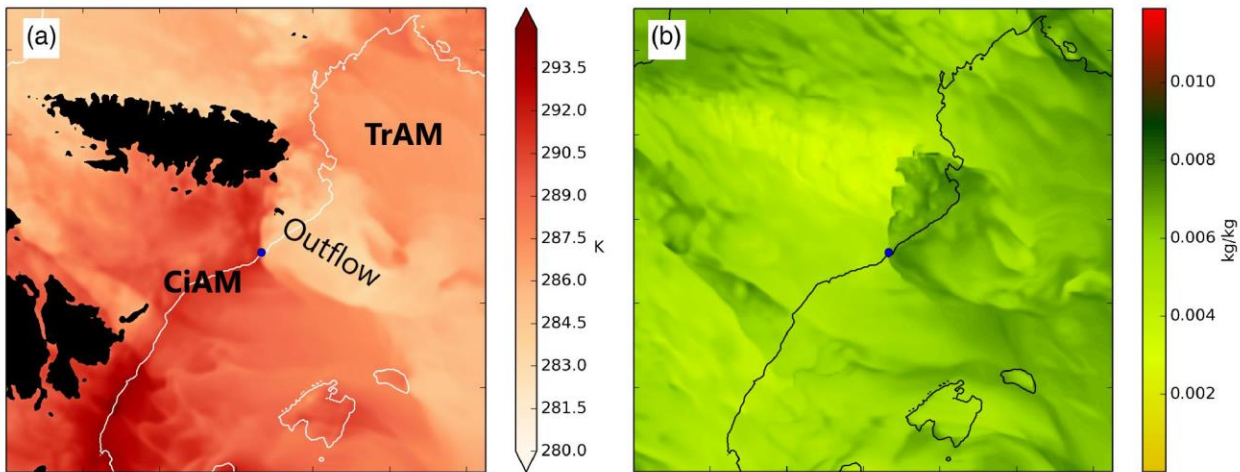


FIGURE 10 As in Figure 4 but for 30 March 2013 at 1600 UTC [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

the previous case, since the source of the cold outflow on 28 May 2013 is not convective. This makes this case more similar to the event studied by Gonzalez and Pascual (2013) (Table 1), where a similar convective outflow was observed by radar affecting Barcelona airport as a CTD. Both cases have the same synoptic pattern defined as B at section 2.

Figure 9d,g show that this outflow takes place in clear air and no signal at HRVIS reveals its presence. Unfortunately, unlike earlier in the morning, there are no ASCAT observations available for the period when the CTD is developed so no further comparisons are possible. Therefore, we should rely on instrumental observations to localize the outflow edge. As shown in the Barcelona AWS (Figure 11), the outflow reached it at 1640 UTC when the wind suddenly changed from west to east-northeast as the mean wind speed increased. As a consequence of the outflow, the temperature dropped 5 °C in 40 min but wind gusts did not show a significant increase since the previous westerly wind, the Cierzo established at Barcelona, was already gusty. On this occasion, unlike on 28 May 2013, the CTD simulated by HARMONIE reached Barcelona slightly ahead of the observation time.

5.2.3 | Scale and cross-section analysis

The scale analysis of this case shows a higher stability ($N \sim 2 \cdot 10^{-2} \text{ s}^{-1}$) than the previous case. Parameters F_m and B are 0.8 and 12 respectively for the Coastal Range, and 0.3 and 20 for the Pre-Coastal Range (Table 2), providing the right environment for a large blocking response. These results, as well as similar cross-sections to the previous event (not shown), suggest that the convective outflow of this event has similar buoyancy features as the tramontane in the case of 28 May 2013.

5.2.4 | Forcing analysis

The motion terms analysis (Figure 12) at 1600 UTC when the simulated front reaches Barcelona shows that outflow edge acceleration is mainly forced by PGF and advection. PGF

provides the primarily alongshore forcing, while advection is directed onshore. As a result, the wind has some inland component primarily caused by the advection while Coriolis acceleration adds additional forcing. The onshore component slightly modifies the main alongshore balance that is slightly antitriptic. Part of the residual term opposes PGF and the other part is used to compensate some onshore forcing. On the whole, we can conclude that convection outflow plays the same role as the tramontane in the case of 28 May 2013, behaving as a density current driven by sharp differences of temperature and pressure.

6 | SENSITIVITY OF MEDITERRANEAN CTD'S TO DIABATIC HEATING

In section 2, we suggested a relation between diabatic warming and CTDs at the NW Mediterranean, since they tend to occur in the warm season and between afternoon and evening. In this section, we further explore this possibility by performing a sensitivity analysis of the short-wave (SW) radiation, as a proxy of diabatic warming with the HARMONIE simulations, as described in section 3. This change, if performed also in boundary condition fields, could potentially modify the synoptic structures relevant for CTD formation and no consistent comparison with control simulations would be possible. However, only HARMONIE simulations are changed and, as the HARMONIE domain is relatively small, and the simulations start at night, no noticeable changes are found in the synoptic structures compared to those of the control simulations.

Figure 13 compares the SW12 experiment with the SW06 (increased vs. decreased SW radiation, see section 3), on 30 March 2013 at 1500 UTC (pattern B). When the diabatic forcing is modified the main features that change are the intensity, the extension, and the location of the main convergence zone associated with the CTD. We found very few changes in the flow upstream, limited to a slower wind speed when the

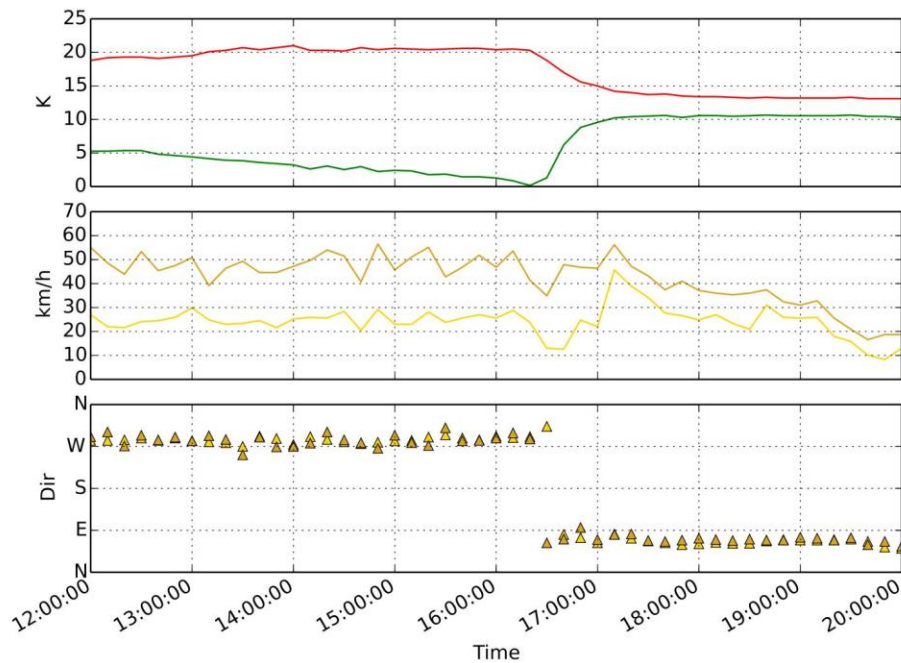


FIGURE 11 As in Figure 6 but for 30 March 2013 [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

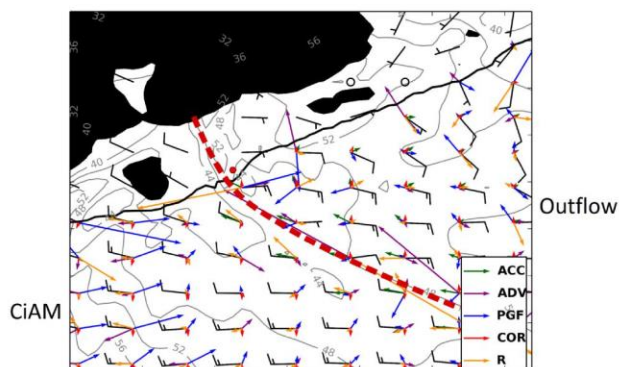


FIGURE 12 As in Figure 7 but for 30 March 2013 at 1600 UTC [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

solar constant is increased due to the larger friction caused by diurnal turbulent motion (Figure 13e,f). Aside from this, when the short-wave radiation is increased (SW12 experiment), CTD extends and accelerates, and when the short-wave radiation is decreased (SW06 experiment), it has less extension and decelerates (see Figure 13b,d compared to Figure 9f, and Figure 13a,c compared to Figure 9e). This is not surprising since when the short-wave radiation is increased, the sensible heat on dry CiAM warms more than on TrAM. This yields a greater temperature gradient between the outflow and the environment that leads to an increase of the density current speed according to the idealized relation (Markowski and Richardson, 2010)

$$U_c \sim \sqrt{-\frac{\theta'_v}{\bar{\theta}_v} g H}, \quad (2)$$

where U_c is the speed of the density current, θ' is the potential temperature perturbation at the surface, $\bar{\theta}_v$ is the mean virtual

potential temperature of the environment, g is the gravity acceleration and H the depth of the outflow.

This expression agrees with the fact that at night, when the temperature of CiAM drops as a response to the diabatic cooling, the meso-front becomes stationary (not shown). So, the diabatic warming of the CiAM may dramatically impact on the ability of the CTDs to reach further south, in particular to the Barcelona airport. Hence, when the diabatic effects are low, the gradient of potential temperature between the outflow and the environment is reduced and the movement of the CTD stops sooner. Indeed, in the SW06 experiment, the meso-front never reaches Barcelona (not shown). Similar results were obtained on 28 May 2013 (pattern A, not shown). This could explain why Mediterranean CTDs are more frequent in both the warm season and in the evening, when the diabatic forcing is larger.

7 | CONCLUDING REMARKS

Every year, several NE wind surges associated with CTDs affect the NW Mediterranean area, causing potentially hazardous situations to low-level aircraft operations, affecting for example the Barcelona airport (Gonzalez and Pascual, 2013). In this article, we first report these events as CTDs and show their main climatological and meteorological features.

CTDs at the NW Mediterranean take place when synoptic northerly flow impinges on air with low Froude number around the Pyrenees and is directed towards the Mediterranean, generating the Tramontane-Cierzo wind system. Due to the meso-low developed leeward of the Pyrenees and the Coriolis effect, the tramontane tends to curve anticyclonically producing an onshore component of the wind that can

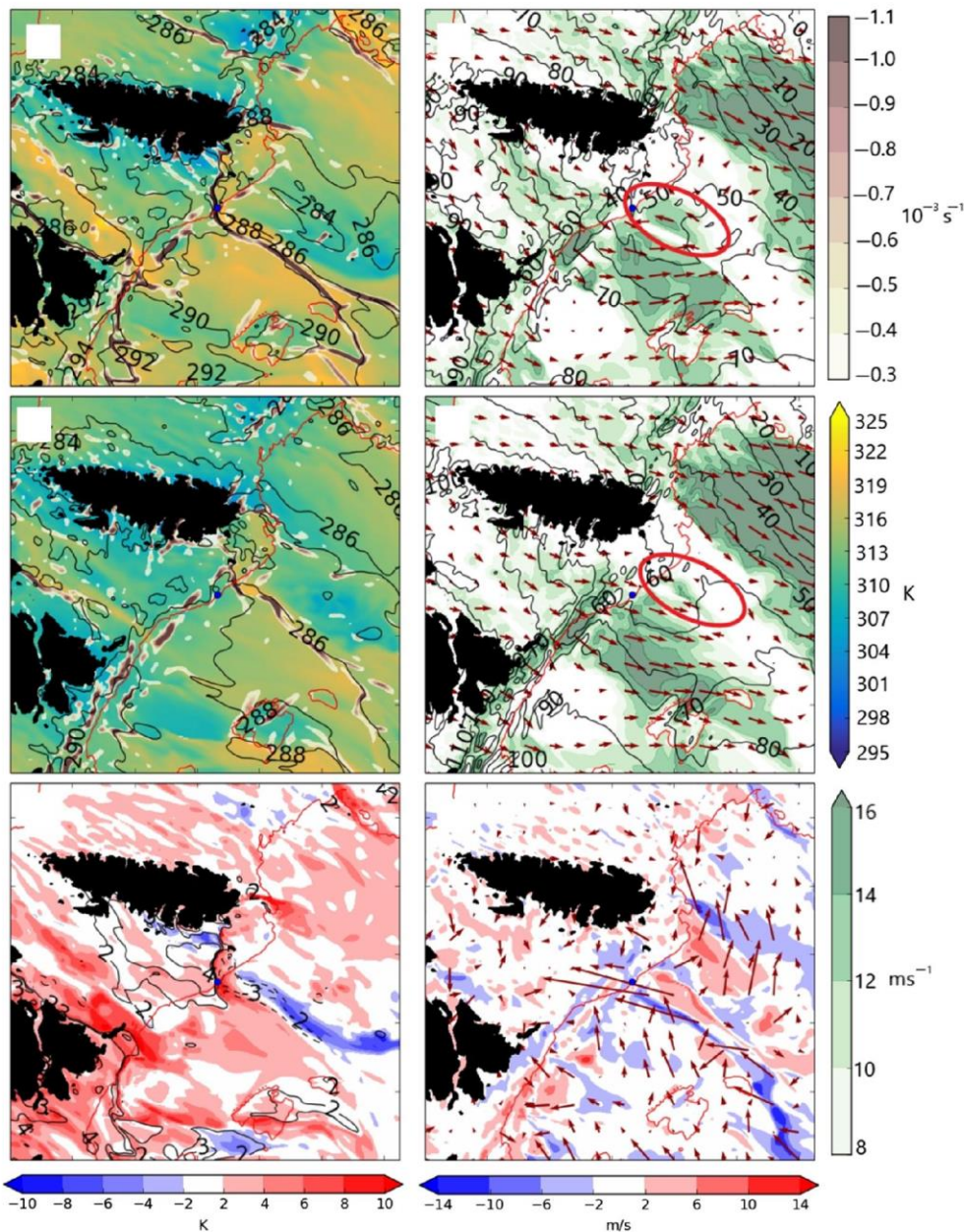


FIGURE 13 As in Figure 9e,f but for the experiments (a,c) SW12 and (b,d) SW06. (e,f) The difference between both experiments of pseudo-equivalent temperature and wind speed respectively [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

be eventually blocked by the orography if the buoyancy of the air mass is small. This air mass flows as a density current as it collides with a much warmer air mass with a higher buoyancy, like CiAM or MedAM. CTDs occur when $B > 1$ and $F_m \sim 1$, described by Overland and Bond (1995) as the largest blocking response environment. The origin of the cool air mass may be the tramontane itself or may have a convective origin and probably it depends on the synoptic framework. We have identified two different synoptic patterns producing CTDs:

- 1 A mid-level geopotential trough with an associated surface front crossing the Iberian Peninsula in the north in warm conditions. The cold surge over the Gulf of Lion spreads

over the Mediterranean Sea into a meso-alpha front that tends to curve anticyclonically, converging with MedAM and CiAM. In this case there is no convection associated and TrAM acts as a density current overrunning the previously established sea breeze.

- 2 A mid-level geopotential trough has already crossed the northern Iberian Peninsula and has swept the MedAM away. Diurnal heating and low-level convergences in the easternmost edge of Pyrenees trigger convection. In this case, the cool outflow from storms enhances the thermal gradient with the CiAM generating a density current. The hazardous event at Barcelona airport studied by Gonzalez and Pascual (2013) is associated with this pattern.

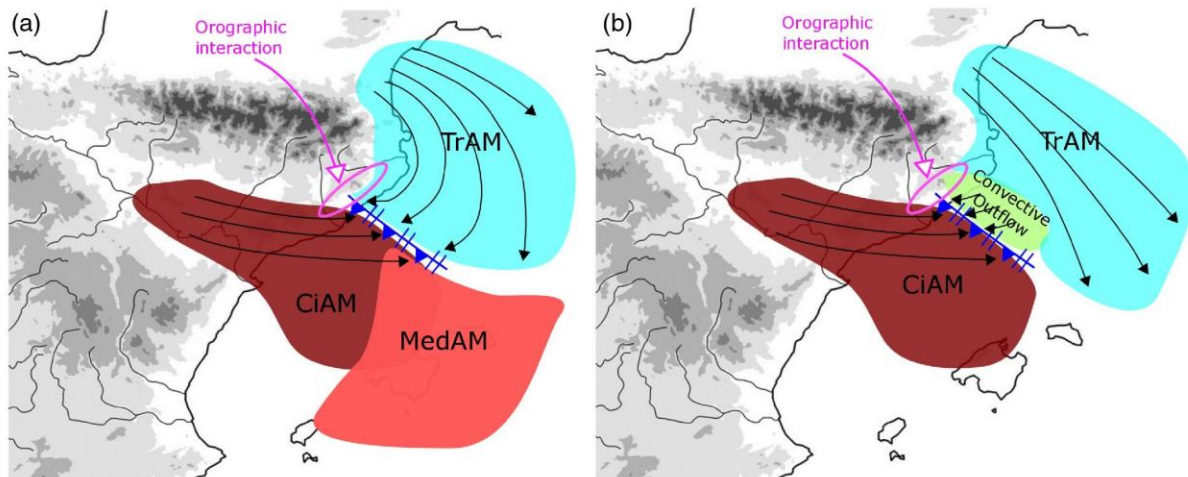


FIGURE 14 Conceptual model of the CTD on the NW Mediterranean coast showing the tramontane air mass (TrAM), the Cierzo air mass (CiAM), the Mediterranean air mass (MedAM) and the orographic interaction area for (a) pattern A, and (b) pattern B [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

Their conceptual model is described in Figure 14. Although both cases have a very different cool air source, the interaction between the density current and the orography along the coastal range is similar, creating an antitriptic balance where the wind is accelerated ageostrophically. The mechanism that drives CTDs in the NW Mediterranean is therefore quite similar to CTWR largely studied on the California coast (Rahn and Parish, 2008; Parish *et al.*, 2015) although the latter presents a different cool air source than the one showed in the two case-studies presented here. This suggests that the origin of the air source that initialized the CTD is not relevant. Furthermore, the hazardous weather effects produced by Mediterranean CTD and California CTWR are very different. Since CTDs in the NW Mediterranean area establish a relatively cool and dry air over a warm sea, no low and thick stratus or fog are produced abundantly as in California CTWR cases, although the amount of cloudiness may increase. Instead, as we showed in this article, the principal hazards are the sudden speed increase and direction shift of the wind that may affect aeronautical operations, for example at the Barcelona airport. In addition, NE wind surges are associated with a dramatic drop in temperature as well as a sudden increase of the humidity. This pattern occurs along the cold meso-front, but its effect is larger by the coast where the wind is locally accelerated, especially in the area of Barcelona, where gap effects due to the Llobregat river valley could play a role in this enhancement (see the discussion of valley influence on CTD in Reason *et al.* (2000)).

Using the sensitivity of HARMONIE-AROME NWP model simulations we have shown that short-wave radiation warming CiAM largely influences the CTD development and motion by increasing the potential temperature gradient between the density current and the environmental air. This explains the annual and daily distribution in the climatology

of the events with a maximum frequency in the warm season and between afternoon and evening.

ACKNOWLEDGEMENTS

The authors thank Agustí Jansà who provided valuable comments about tramontane research, César Rodríguez Ballesteros from AEMET climatological department for his help in retrieving the climatological records and David Gil for kindly provide us language revising and proofreading. This work was performed under the framework of the Hydrological Mediterranean Experiment (HyMeX) programme and was partially supported by the Spanish projects CGL2015-65627-C3-2-R (MINECO/FEDER), CGL2016-81828-REDT (MINECO) and the Water Research Institute (IdRA) of the University of Barcelona. Research activities of Sergi Gonzalez are partly supported by the ANTALP (Antarctic, Arctic and Alpine Environments, 2017-SGR-1102) Research Group of the Catalan Government. We also acknowledge the useful insights given by the two anonymous reviewers which helped to improve this article.

ORCID

Sergi Gonzalez  <http://orcid.org/0000-0002-2505-2435>
Joan Bech  <http://orcid.org/0000-0003-3597-7439>

REFERENCES










- Bénech B, Koffi E, Druilhet A, Durand P, Bessemoulin P, Campins J, Jansà A, Terliuc B. 1998. Dynamic characteristics of the regional flows around the Pyrénées in view of the PYREX experiment. Part I: Analysis of the pressure and wind fields and experimental assessment of the applicability of the linear theory. *Journal of Applied Meteorology* 66, 32–52. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0032:DCORFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0032:DCORFA>2.0.CO;2).
- Bengtsson, L., Andrae, U., Aspeli, T., Batrak, Y., Calvo, J., De Rooy, W., Gleeson, E., Hansen-Sass, B., Homleid, M., Hortal, M., Ivarsson, K.I., Lenderink, G., Niemelä, S., Nielsen, K.P., Onvlee, J., Rontu, L., Samuelsson, P., Santos Muñoz, D., Subias, A., Tijn, S., Toll, V., Yang, X. and Költzow, M.Ø. (2017)

- The HARMONIE–AROME model configuration in the ALADIN–HIRLAM NWP system. *Monthly Weather Review*, 145, 1919–1935. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-16-0417.1>.
- Bessemoulin P, Bougeault P, Genovés A, Jansà A, Puech D. 1993. Mountain pressure drag during PYREX. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 78, 305–325.
- Bougeault, P., Clar, A.J., Benech, B., Carissimo, B., Pelon, J. and Richard, E. (1990) Momentum budget over the Pyrénées: the PYREX experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 71, 806–818. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1990\)071<0806:MBOTPT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1990)071<0806:MBOTPT>2.0.CO;2).
- Bougeault P, Benech B, Bessemoulin P, Carissimo B, Clar AJ, Pelon J, Petitdidier M, Richard E. (1997) PYREX: a summary of findings. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78, 637–650. doi: [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1997\)078<0637:PASOF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<0637:PASOF>2.0.CO;2).
- Bouin, M.N., Redelsperger, J.L. and Lebeauin Brossier, C. (2017) Processes leading to deep convection and sensitivity to sea-state representation during HyMeX IOP8 heavy precipitation event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 2600–2615. <https://doi.org/10.1002/qj.3111>.
- Campins, J., Jansa, A., Benech, B., Koffi, E. and Bessemoulin, P. (1995) PYREX observation and model diagnosis of the tramontane wind. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 56, 209–228. <https://doi.org/10.1007/BF01030138>.
- ECMWF. (2015) *Operational implementation 12 May 2015. Part IV: Physical processes*. European Centre for Medium-Range Weather Forecasts IFS Doc. Cy41r1. Available at: <http://www.ecmwf.int/sites/default/files/elibrary/2016/16648-part-iv-physical-processes.pdf>. [Accessed 25 Aug 2017].
- Flamant, C. and Pelon, J. (1996) Atmospheric boundary-layer structure over the Mediterranean during a tramontane event. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 122, 1741–1778. <https://doi.org/10.1002/qj.49712253602>.
- Genovés, A., Campins, J., Jansà, A., Bessemoulin, P., Koffi, E., and Benech, B. (1994). Pyrenean pressure drag: some factors and consequences after PYREX. *Annalen der meteorologie*, 30, 159–162.
- Georgelin, M. and Richard, E. (1996) Numerical simulation of flow diversion around the Pyrenees: a tramontana case study. *Monthly Weather Review*, 124, 687–700. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<0687:NSOFDA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<0687:NSOFDA>2.0.CO;2).
- Gill, A.E. (1977) Coastally trapped waves in the atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 103, 431–440. <https://doi.org/10.1002/qj.49710343704>.
- Gonzalez, S. and Bech, J. (2017) Extreme point rainfall temporal scaling: a long term (1805–2014) regional and seasonal analysis in Spain. *International Journal of Climatology*, 37, 5068–5079. doi:10.1002/joc.5144
- Gonzalez, S. and Pascual, R. (2013) Strong winds of convective source in Barcelona on 12 June 2012. *Tethys*, 10, 13–23. <https://doi.org/10.3369/tethys.2013.10.02>.
- Jansà, J.M. (1959) La masa de aire mediterránea. *Revista de Geofísica*, 18, 35–50.
- Jansà, A. (1987) Distribution of the mistral: a satellite observation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 36, 201–214. <https://doi.org/10.1007/BF01045149>.
- Koffi, E., Benech, B., Stein, J. and Terliuc, B. (1998) Dynamic characteristics of regional flows around the Pyrenees in view of the PYREX experiment. Part II: Solution of a linear model compared to field measurements. *Journal of Applied Meteorology*, 37, 53–71. [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1998\)037<0053:DCORFA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1998)037<0053:DCORFA>2.0.CO;2).
- Lee, K.O., Flamant, C., Ducrocq, V., Duffourg, F., Fourrié, N., Delano, J. and Bech, J. (2017) Initiation and development of a mesoscale convective system in the Ebro River Valley and related heavy precipitation over northeastern Spain during HyMeX IOP 15a. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 143, 942–956. <https://doi.org/10.1002/qj.2978>.
- Markowski, P. and Richardson, Y. (2010) *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Chichester: John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9780470682104>.
- Mass, C.F. and Albright, M.D. (1987) Coastal southerlies and alongshore surges of the west coast of North America: evidence of mesoscale topographically trapped response to synoptic forcing. *Monthly Weather Review*, 115, 1707–1738. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1987\)115<1707:CSAASO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1987)115<1707:CSAASO>2.0.CO;2).
- Nuss, W.A., Bane, J.M., Thompson, W.T., Holt, T., Dorman, C.E., Ralph, F.M., Rotunno, R., Klemp, J.B., Skamarock, W.C., Samelson, R.M., Rogerson, A.M., Reason, C. and Jackson, P. (2000) Coastally trapped wind reversals: progress toward understanding. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 81, 719–743. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(2000\)081<0719:CTWRPT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(2000)081<0719:CTWRPT>2.3.CO;2).
- Overland, J.E. and Bond, N.A. (1995) Observations and scale analysis of coastal wind jets. *Monthly Weather Review*, 123, 2934–2941. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1995\)123<2934:OASAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1995)123<2934:OASAO>2.0.CO;2).
- Parish, T.R., Rahn, D.A. and Leon, D. (2015) Aircraft observations and numerical simulations of the developing stage of a southerly surge near southern California. *Monthly Weather Review*, 143, 4883–4903. <https://doi.org/10.1175/MWR-D-15-0140.1>.
- Pascual, R. and Callado, A. (2002) Mesoanalysis of recurrent convergence zones in north-eastern Iberian Peninsula. In: *Proceedings of Second European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD)*, 18–22 November, Delft.
- Rahn, D.A. and Parish, T.R. (2008) A study of the forcing of the 22–25 June 2006 coastally trapped wind reversal based on numerical simulations and aircraft observations. *Monthly Weather Review*, 136, 4687–4708. <https://doi.org/10.1175/2008MWR2361.1>.
- Reason, C.J.C. (1994) Orographically trapped disturbances in the lower atmosphere: scale analysis and simple models. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 53, 131–136. <https://doi.org/10.1007/BF01029608>.
- Reason, C.J.C. and Jury, M.R. (1990) On the generation and propagation of the southern African coastal low. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 116, 1133–1151. <https://doi.org/10.1002/qj.49711649507>.
- Reason, C.J.C. and Steyn, D.G. (1990) Coastally trapped disturbances in the lower atmosphere: dynamic commonalities and geographic diversity. *Progress in Physical Geography*, 14, 178–198. <https://doi.org/10.1177/030913339001400202>.
- Reason, C.J.C., Tory, K.J. and Jackson, P.L. (1999) Evolution of a southeast Australian coastally trapped disturbance. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 70, 141–165. <https://doi.org/10.1007/s007030050031>.
- Reason, C.J.C., Jackson, P. and Fu, H. (2000) Dynamical influence of large valleys on the propagation of coastally trapped disturbances. *Meteorological Applications*, 259, 247–259. <https://doi.org/10.1017/S1350482700001523>.
- Röhner, L., Nerding, K.U. and Corsmeier, U. (2016) Diagnostic study of a HyMeX heavy precipitation event over Spain by investigation of moisture trajectories. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 142, 287–297. <https://doi.org/10.1002/qj.2825>.
- Schaefer, J.T. and Doswell, C.A.I.I.I. (1980) The theory and practical application of antitriptic balance. *Monthly Weather Review*, 108, 746–756. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1980\)108<0746:TTAPAO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1980)108<0746:TTAPAO>2.0.CO;2).
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C. and Masson, V. (2011) The AROME-France convective-scale operational model. *Monthly Weather Review*, 139, 976–991. <https://doi.org/10.1175/2010MWR3425.1>.
- Vazquez, L.A. (1995) Tramuntana y mestral en cataluña. Butlletí de les Societats Catalanes de Física, Química, Matemàtiques i Tecnologia, XV, 65–68.
- Xu, Q., Xue, M. and Droegemeier, K.K. (1996) Numerical simulations of density currents in sheared environments within a vertically confined channel. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 53, 770–786. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1996\)053<0770:NSODCI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1996)053<0770:NSODCI>2.0.CO;2).
- Xue, M. (2000) Density currents in two-layer shear flows. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 126, 1301–1320. <https://doi.org/10.1002/qj.49712656506>.

How to cite this article: Gonzalez S, Callado A, Werner E, Escribà P, Bech J. Coastally trapped disturbances caused by the tramontane wind on the north-western Mediterranean: numerical study and sensitivity to short-wave radiation. *Q J R Meteorol Soc* 2018;1–16. <https://doi.org/10.1002/qj.3320>

Technical Note

Vertically Resolved Precipitation Intensity Retrieved through a Synergy between the Ground-Based NASA MPLNET Lidar Network Measurements, Surface Disdrometer Datasets and an Analytical Model Solution

Simone Lolli ^{1,2,*} , Leo Pio D'Adderio ^{3,4}, James R. Campbell ⁵ , Michaël Sicard ^{6,7} , Ellsworth J. Welton ⁸, Andrea Binci ⁹, Alessandro Rea ¹⁰, Ali Tokay ², Adolfo Comerón ⁶ , Ruben Barragan ^{6,7} , Jose Maria Baldasano ¹¹ , Sergi Gonzalez ^{12,13} , Joan Bech ¹² , Nicola Afflitto ¹, Jasper R. Lewis ²  and Fabio Madonna ¹ 

- ¹ CNR-IMAA, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Contrada S. Loja snc, Tito Scalo, 85050 Potenza, Italy; nicola.afflitto@imaa.cnr.it (N.A.); fabio.madonna@imaa.cnr.it (F.M.)
 - ² JCET-UMBC, University of Maryland Baltimore County, Baltimore, MD 21228, USA; ali.tokay-1@nasa.gov (A.T.); jasper.r.lewis@nasa.gov (J.R.L.)
 - ³ CNR-ISAC, Consiglio Nazionale delle Ricerche, Roma, Via del Fosso del Cavaliere 100, 00133 Roma, Italy; leopio.dadderio@artov.isac.cnr.it
 - ⁴ Dipartimento di Fisica, Università degli Studi di Ferrara, Via Saragat 1, 44121 Ferrara, Italy
 - ⁵ Naval Research Laboratory, Monterey, CA 93940, USA; james.campbell@nrlmry.navy.mil
 - ⁶ CommSensLab, Department of Signal Theory and Communications, Universitat Politècnica de Catalunya, 08034 Barcelona, Spain; msicard@tsc.upc.edu (M.S.); comeron@tsc.upc.edu (A.C.); ruben.barragan@tsc.upc.edu (R.B.)
 - ⁷ Ciències i Tecnologies de l'Espai—Centre de Recerca de l'Aeronàutica i de l'Espai/Institut d'Estudis Espacials de Catalunya (CTE-CRAE / IEEC), Universitat Politècnica de Catalunya, 08034 Barcelona, Spain
 - ⁸ NASA GSFC, Code 612, Greenbelt, MD 20771, USA; ellsworth.j.welton@nasa.gov
 - ⁹ Dipartimento Di Matematica, Università degli Studi di Roma II, Via della Ricerca Scientifica 1, 00133 Rome, Italy; abinci@gmail.com
 - ¹⁰ GRASI S.r.l., Via Tumoli, 03100 Frosinone, Italy; alessandrorea@me.com
 - ¹¹ Environmental Modeling Laboratory, Universitat Politècnica de Catalunya, 08007 Barcelona, Spain; jose.baldasano@upc.edu
 - ¹² Department of Applied Physics—Meteorology, University of Barcelona, 08007 Barcelona, Spain; sergi.gonzalez@meteo.ub.edu (S.G.); joan.bech@ub.edu (J.B.)
 - ¹³ Meteorological Surveillance and Forecasting Group, DT Catalonia, Agència Estatal de Meteorologia (AEMET), DT Catalonia. Arquitecte Sert, 1, 08003 Barcelona, Spain
- * Correspondence: simone.lolli@cnr.it; Tel.: +39-0971-427250

Received: 18 May 2018; Accepted: 9 July 2018; Published: 11 July 2018



Abstract: In this paper, we illustrate a new, simple and complementary ground-based methodology to retrieve the vertically resolved atmospheric precipitation intensity through a synergy between measurements from the National Aeronautics and Space Administration (NASA) Micropulse Lidar network (MPLNET), an analytical model solution and ground-based disdrometer measurements. The presented results are obtained at two mid-latitude MPLNET permanent observational sites, located respectively at NASA Goddard Space Flight Center, USA, and at the Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona, Spain. The methodology is suitable to be applied to existing and/or future lidar/ceilometer networks with the main objective of either providing near real-time (3 h latency) rainfall intensity measurements and/or to validate satellite missions, especially for critical light precipitation ($<3 \text{ mm h}^{-1}$).

Keywords: rainfall; lidar; disdrometer; evaporation; meteorology; climate change; latent heat; precipitation

1. Introduction

Rain and precipitation fundamentally influence life on Earth. With respect to the Earth-Atmosphere system, they play a role in pairing water and energy cycles, serving as a proxy for latent heat in the atmosphere. In fact, precipitation, modulating the latent heat content in the atmosphere [1], also modifies atmospheric column thermodynamics, affecting cloud lifetime [2]. Moreover, the hydrological cycle, which characterizes the continuous exchange of water in all its three phases, below and above the earth surface, is strongly dependent on precipitation. As a result, characterizing rainfall intensity and its variability at a global scale, is crucial not only to improving our knowledge of the hydrological cycle, but also to reducing uncertainties of global climate change model predictions for future environmental scenarios. Understanding rainfall accumulation paths, together with their spatial variability, besides helping in identifying world regions subject to drought and flooding, is of fundamental importance in reducing global climate models uncertainty to forecasting global temperature change [3]. In this context and thanks to the technological progress in satellite remote sensing techniques, the National Aeronautics and Space Administration (NASA) launched jointly with the Japan Aerospace Exploration Agency (JAXA) the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) followed by the Global Precipitation Measurement (GPM) [1]. The main objective of TRMM missions was to monitor and study precipitation with satellite measurements in the tropics where two-thirds of global precipitations occurs.

GPM further extended the measurement range towards the polar regions, (i.e., up to 69°N/S). NASA is at the forefront for retrievals for vertically resolved microphysical rain drop properties from ground-based multi-wavelength lidar measurements [4] and their improvement through comparison with an analytical model solution that uses disdrometer and radiosonde data as inputs [5]. Taking advantage of the experience gained in these previous studies, we develop in this paper a new methodology to retrieve range-resolved rainfall intensity through a synergy between elastic lidar measurements, disdrometer data and an analytical model solution. Measurements obtained with this simple method, if implemented globally through existing or future lidar Level 2 algorithms and output datasets, will fill a gap to help validate satellite data for light precipitation (intensity < 3 mm h⁻¹) for which current global climate model predictions are in disagreement [1]. Results obtained from two mid-latitude NASA Micro Pulse Lidar NETWORK (MPLNET [6]) permanent observational sites, one located at Goddard Space Flight Center (GSFC), USA, and the other at the Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), Spain, are presented.

2. Materials and Methods

2.1. MPLNET Lidar Data Measurements

The ground-based lidar systems used in this study are the elastic polarization-sensitive micro pulse lidar (P-MPL v. 4B, Sigma Space Corp., now LEICA Geosystems, Lanham, MD, USA), which are deployed at two permanent MPLNET lidar network observational sites. The purpose of the NASA MPLNET network [6], active since 1999, is to retrieve automatically and continuously the geometrical and optical aerosol and cloud properties under most meteorological conditions and to the limit of laser signal attenuation. Measurements and retrievals obtained from worldwide deployed permanent stations are publicly available at MPLNET website [7]. Multi-year network data were previously analyzed to assess cloud [7–10] and aerosol [2,11,12] radiative effects.

The P-MPL samples the atmosphere with a relatively high frequency (2500 Hz) using a low-energy (7 μJ) Nd:YAG (neodymium-doped yttrium aluminum garnet) laser at 532 nm. The P-MPL acquisition

settings at the two sites focused upon in this study follow the NASA MPLNET temporal and spatial specifications (60 s integration time and 75 m vertical resolution for GSFC and 60 s and 30 m for UPC). Polarization capabilities rely on the collection of two-channel measurements (i.e., the signal measured in the so-called ‘co-polar’ and ‘cross-polar’ channels of the instrument, respectively denoted as $P_{co}(z)$ and $P_{cr}(z)$). For reference, these channels are not to be confused with traditional linear depolarization measurements, where co- and cross-polar channels represent those linear states with respect to the linearly-polarized laser source (e.g., [13]). The MPL uses a nematic liquid crystal switching between two states [14,15]. In one of them, the crystal behaves like an isotropic medium, not having an effect on the wave propagating through it. In the other state, the crystal behaves as a quarter wave plate with principal axes at 45° with respect to the polarization direction of the transmitted electric field. The total power, P , is reconstructed as $P = P_{co} + 2P_{cr}$ [16,17]). The signal, P , multiplied by the squared range is the basis for retrieving all of the different Level 2 cloud and aerosol products [18,19]. Since the P-MPL is a single wavelength lidar, however, the retrieval of the vertically-resolved microphysical and optical aerosol properties are subject to stronger assumptions with respect to multi-wavelength lidars [20].

Among the newly available MPLNET Version 3 (V3) release products, we specifically consider here the Level 1 V3 Cloud algorithm (beta product) [21], which automatically retrieves the cloud base height that is used to correctly compute the precipitating drop size distribution from the ground. The MPLNET systems used are those of the Universitat Politècnica de Catalunya (UPC), Barcelona, Spain, (41.38N, 2.11E, 115 m a.s.l.) and of the Goddard Space Flight Center (GSFC), USA, (38.99N, 76.84W, 50 m a.s.l.).

2.2. Disdrometer

The disdrometer is an in situ measurement device designed to measure the drop size distribution (DSD; [22]), represented as the number of drops per unit of volume and per unit of raindrop diameter. Disdrometers can be based on different measurement principles (high-speed cameras, Doppler effect, laser-optical, impact, etc.). Two different versions of the Parsivel laser-optical disdrometer manufactured by OTT [23] are installed at UPC and GSFC, namely the first generation Parsivel (Parsivel¹) and the second generation Parsivel (Parsivel²), respectively. Parsivel systems were originally developed by PM Tech Inc., now OTT Hydromet, Kempten, Germany. The instrument has a laser diode (emitting wavelength of 780 nm) generating a horizontal flat beam. The measurement area is nominally 48 cm² for the first generation Parsivel and 54 cm² for Parsivel².

When a hydro-meteor passes through the laser beam, it produces attenuation proportional to its size. A relationship between the laser beam occlusion by the falling particle is applied to estimate the particle size. Parsivel instruments can measure particle diameters up to about 25 mm classifying them in 32 size classes of different width. The instrument also estimates the hydro-meter fall velocity by measuring the time necessary for the particle to pass through the laser beam, and thus it stores particles in 32×32 matrices. The disdrometers high temporal resolution (60 s for this work) permits study in great detail of physical precipitation variability.

2.3. The Analytical Model Solution

In its original version of the subject model [24], the analytical model solution, based on molecular diffusivity of water vapor in air, permits calculating the *evaporation power* of a generic atmospheric layer in stationary thermodynamic conditions through the variable D^* , which is the initial diameter of a raindrop that evaporates completely after traveling a certain distance in the incident atmospheric layer. Conversely, for our purposes, instead of D^* , we reconstruct backwards the vertically-resolved profile of the raindrop diameter, starting from D_0 , measured at the surface by the disdrometer, up to the cloud base at the radiosounding (or the atmospheric model) vertical resolution. The analytical model solution has been previously validated in [5].

In more detail, if the atmosphere is not saturated with respect to the water vapor, a raindrop evaporates through diffusion, which is assumed to be proportional to the water vapor gradient

between raindrop surface and the environment [24]. The raindrop mass changes with time t following Equation (1):

$$\frac{dm}{dt} = 4\pi r D_v f_v \Delta\rho_v, \quad (1)$$

where m is the mass of the raindrop having radius r ; and D_v is the water vapor diffusivity in air, f_v is the vapor diffusion ventilation coefficient and $\Delta\rho_v$ is the gradient of water vapor density between raindrop surface and the atmosphere. f_v can be expressed through v , the air kinematic viscosity, the diffusivity D_v , raindrop terminal fall velocity V and raindrop diameter D [24]:

$$f_v = 0.78 + 0.308 \left(\frac{v}{D_v} \right)^{\frac{1}{3}} \left(\frac{VD}{v} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (2)$$

In turn, D_v and v are depending on atmosphere thermodynamics as pressure and temperature. The water vapor density difference $\Delta\rho_v$ can be determined from the atmospheric sounding and raindrop temperature, which is determined from heat balance raindrop equation:

$$L \frac{dm}{dt} = 4\pi r K f_h \Delta T, \quad (3)$$

where L is the water vaporization latent heat, K is the air thermal conductivity, f_h is the heat ventilation coefficient, and ΔT the temperature difference between the environment and the raindrop. As stated in [24], the error assuming equality between the diffusion ventilation coefficient for vapor and heat is small and justified by the other approximations. Equation (1) can be rewritten as:

$$VD \frac{dD}{dh} = \frac{4}{\rho_w} D_v f_v \Delta\rho_v, \quad (4)$$

where h is the vertical coordinate measured from a certain reference level downward, ρ_w is the water density. Ventilation coefficient and diffusivity show a very low variability with height. It is then possible to represent them by their midlevel values in the considered layer as D_{vm} and f_{vm} . Using those values and representing the terminal fall velocity as $V = V_m \left(\frac{\rho_m}{\rho} \right)^{0.4}$ (m subscript indicates density and velocity midlevel values) [24], Equation (4) becomes:

$$\frac{V_m D dD}{f_{vm}} = \left(\frac{\rho_m}{\rho} \right)^{0.4} \frac{4}{\rho_w} D_{vm} \Delta\rho_v dh. \quad (5)$$

In Equation (5), the right side is only height h dependent, while the left side is a function of raindrop diameter D only. Likewise, $\Delta\rho_v$ is just depending on h and the atmospheric thermodynamics. Following the approach of Li [24], the left side integral of Equation (5) can be fit using a quadratic formula as:

$$F(D) = \int_0^D \frac{V_m D}{f_{vm}} dD \simeq c_1 D + c_2 D^2, \quad (6)$$

where c_1 and c_2 are the best-fit values. As an example, at 800 hPA (midlevel point) corresponding to a temperature $T = 283$ K, $c_1 = 2.008 \text{ cm}^2 \text{ s}^{-1}$ and $c_2 = 30.146 \text{ cm s}^{-1}$. The two coefficients should be calculated on a case-by-case basis depending on midlevel point and temperature. Our methodology computes the DSD from surface (measured by the disdrometer) up to cloud base at the same spatial resolution of the sounding or a complementary atmospheric model. If a generic raindrop exhibits a diameter D_0 (measured by the disdrometer) at the surface, at the top of the first considered layer (at height h_1), its diameter will be D_1 . In general, if a raindrop exhibits a diameter of D_1 at range h_1 (bottom of the layer) through the analytical model solution, it is possible to compute the value of the raindrop diameter D_2 at height h_2 (top of the layer) as:

$$(c_1 D_1 + c_2 D_1^2) - (c_1 D_2 + c_2 D_2^2) = - \int_{h_1}^{h_2} \left(\frac{\rho_m}{\rho} \right)^{0.4} \frac{4}{\rho_w} D_{vm} \Delta \rho_v dh \equiv E(h_1, h_2). \quad (7)$$

Again, the function $E(h_1, h_2)$ defined as the integral of the right side of Equation (7) is fully determined by the vertical distribution of the thermodynamic variables in the considered layer (i.e., temperature, pressure and water vapor). Consequently, starting from raindrop diameter measurements at the surface, it is possible to estimate the raindrop diameter profile up to the cloud base just knowing the atmosphere thermodynamics. The cloud base height is retrieved using the operational MPLNET lidar product [21]. If the sounding data are unavailable or too far from the measurement site, the atmospheric thermodynamics variables can be obtained from NASA Goddard Modeling and Assimilation Office, version 5.9.1 reanalysis; GEOS-5 [21]), available every three hours and collocated at each MPLNET station.

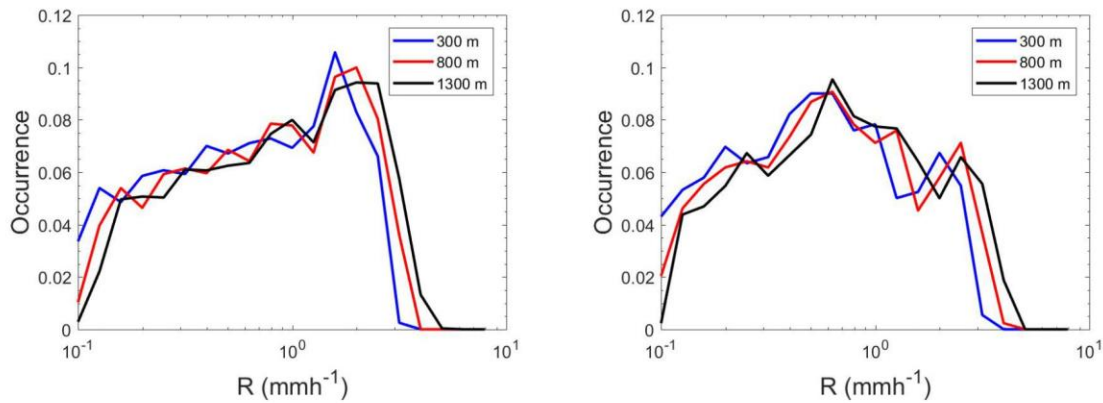
For each range bin, at the radiosonde or GEOS-5 model resolution, the atmosphere is assumed to be steady. The primary limitation of the analytical model solution is that it does not take into account processes that affect raindrop diameter, such as coalescence and collision. For this reason, this method is more suitable for light intensity rainfall, where those processes are not significant. Moreover, since the methodology further depends on lidar/ceilometer measurements, the rain intensity will affect the instrument signal-to-noise Ratio (SNR). Thus, the lidar/ceilometer signal will only be available up to the cloud base in light intensity rainfall given the potential limits of signal attenuation in heavier showers.

3. Results and Discussion

3.1. Seasonal Differences at UPC

The UPC permanent observational site is located on the Remote Sensing Lab (RSlab) building in Barcelona, Spain. The disdrometer is deployed 600 m away from the lidar at the meteorological observatory of the Applied Physics Department of the University of Barcelona. For this kind of application, such a short distance is not relevant in lighter rainfall and both instruments can be assumed as co-located. We analyzed the variability in seasonal rainfall intensity over 2016 where disdrometer and co-located MPLNET observations were simultaneously available. The largest rainfall events were found during the spring (March–April–May; MAM; 2801 min) and fall (September–October–November; SON, 1278 min) seasons. Rainfall intensity was analyzed at three different levels: 300 m, 800 m and 1300 m above ground level (agl).

During spring (Figure 1a), the peak of the distribution is shifted towards higher rainfall intensities (around 1.5 mm h^{-1}), while, in fall (Figure 1b), the bulk of rainfall intensity is around 0.6 mm h^{-1} . This seasonal difference may be explained with different rain processes taking place (i.e., convective vs. stratiform events). The plots at three different quotes show similar trends, but the highest occurrence peaks of the rainfall intensity probability density function are shifted with respect to the altitude: at 300 m the highest peak is centered at 1.58 mm h^{-1} , at 800 m 1.99 mm h^{-1} and 2.51 mm h^{-1} at 1300 m (Figure 1a). Figure 1b shows less pronounced shift during SON: the highest occurrence peaks of rainfall intensity is 0.50 mm h^{-1} at 300 m while there is basically no difference at 800 m and 1300 m with 0.63 mm h^{-1} . Due to the lower sample size measurements, the same analysis has not been performed at GSFC.



(a) Probability Density Function for rainfall events detected on 2016, Spring (March, April, May; MAM)

(b) Probability Density Function for rainfall events detected on 2016, Fall (September, October, November; SON)

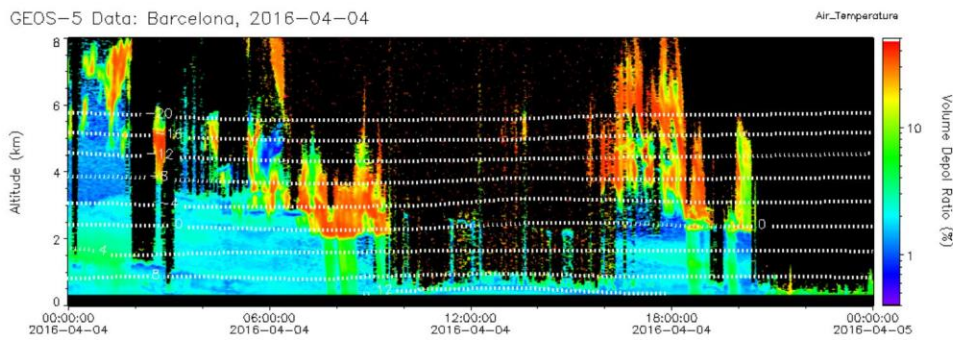
Figure 1. Probability Distribution Function (PDF) for rainfall intensities at three vertical levels (300 m, 800 m, 1300 m) during Spring (a) and Fall (b) 2016 at the MPLNET Barcelona permanent observation station.

3.2. Case Study Analysis

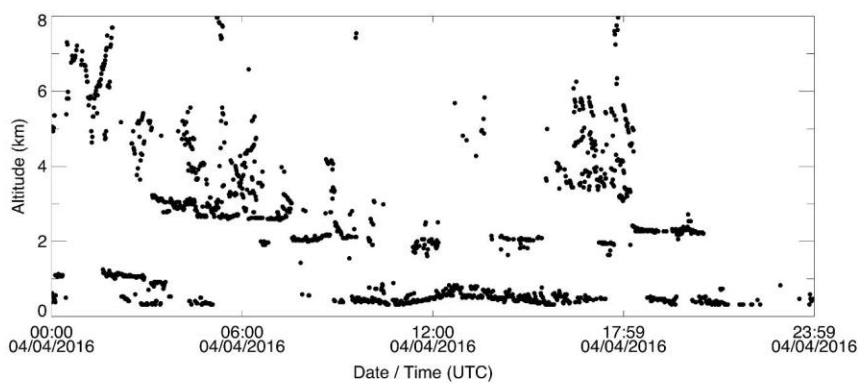
Two case studies of the analytical model application at UPC and GSFC are presented and discussed in terms of vertically-resolved precipitation temporal evolution.

3.2.1. Retrieval of DSD profiles at UPC

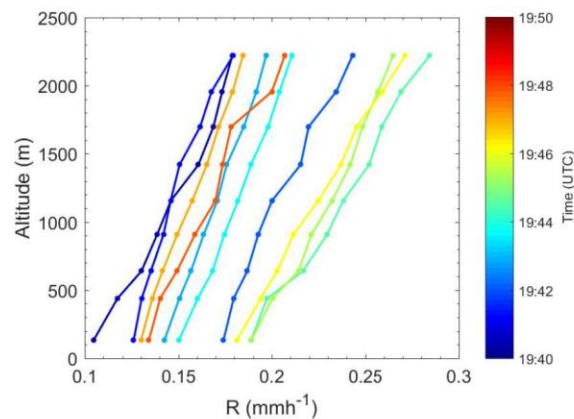
On 4 April 2016, Figure 2a shows the composite plot of the depolarized channel signal, where precipitation contours are visible at around 9:00 a.m. UT and from 4:00 p.m. UT to 7:00 p.m. UT. Figure 2b shows the V3 L1 cloud algorithm cloud base height retrieval used in the inversion. Figure 2c depicts rainfall vertical intensity from 7:40 p.m. UT to 7:50 p.m. UT. Combining local radiosonde data (not showed here) and lidar data, we can state that rain originates from melting ice (cold rain process), with the freezing level detected at 2250 m AGL, just a few tens of meters below the cloud base. This is also confirmed by the GEOS-5 model (Figure 2a), where 0 °C isotherm is in very close agreement with radiosonde. In this rainfall event, the steepest gradient of intensity is $0.03 \text{ mm h}^{-1} \text{ km}^{-1}$, which is much smaller than the GSFC case study (see Section 3.2.2).



(a) Composite MPLNET V3 cross-polar channel with superimposed GEOS-5 isotherms



(b) MPLNET V3 L1 cloud base height retrieval product



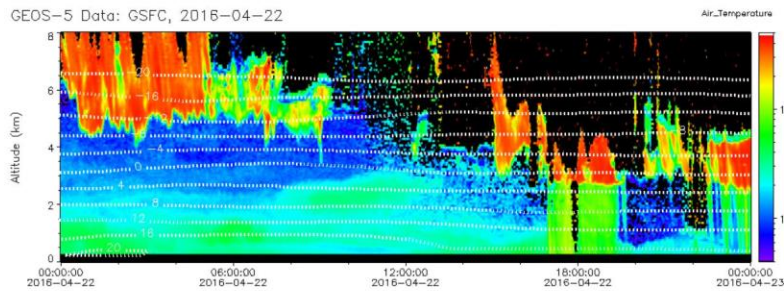
(c) Rainfall Intensity on 04 April 2016

Figure 2. Vertically-resolved rainfall intensity computations at different measurement times for UPC MPLNET station on 4 April 2016. (a) MPL cross-polar channel signal; (b) cloud base height automatically retrieved by V3 L1 Cloud algorithm; (c) vertically-resolved rainfall intensities, computed with the analytical model solution using disdrometer data and V3 L1 cloud base height retrieval, from 7:40 p.m. UT to 7:50 p.m. UT.

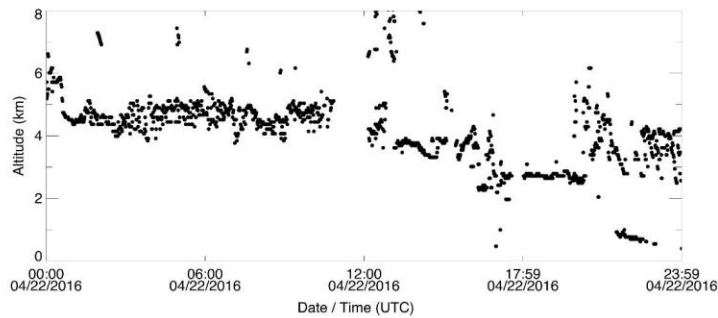
3.2.2. Retrieval of DSD profiles at GSFC

GSFC disdrometer and co-located lidar measurements were analyzed from November 2015 to April 2016. The vertical profiles of rainfall intensity, after applying the analytical model solution from 5:27 p.m. UT to 5:54 p.m. UT on 22 April 2016, are shown Figure 3. Depicted in Figure 3a is the

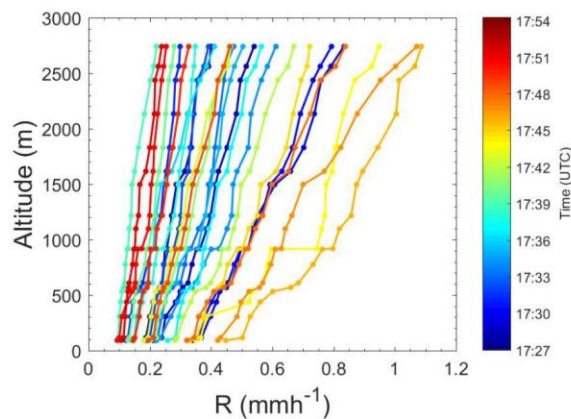
composite plot of the depolarization channel signal obtained from the lidar on 22 April 2016. The core of the precipitation is clearly visible at around 5:45 p.m. UT. Figure 3b shows the cloud base height retrieval from V3 L1 MPLNET cloud algorithm. In Figure 3c, we can observe that rainfall intensity is weak, but increasing with time. The steepest gradient with respect to altitude is recorded at 5:47 p.m. UT with $0.22 \text{ mm h}^{-1} \text{ km}^{-1}$.



(a) Composite MPLNET V3 cross-polar channel with superimposed GEOS-5 isotherms



(b) MPLNET V3 L1 cloud algorithm cloud base retrieval product

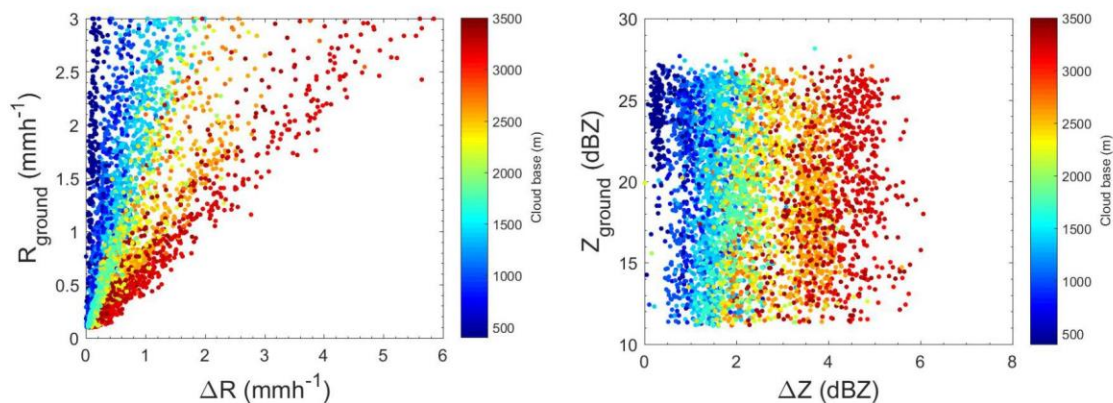


(c) Rainfall Intensity on 22 April 2016

Figure 3. Vertically-resolved rainfall intensity computations at different measurement times for the GSFC MPLNET station on 22 April 2016. (a) MPL cross-polar channel signal; (b) cloud base height automatically retrieved by V3 L1 Cloud algorithm; (c) vertically-resolved rainfall intensities, computed with the analytical model solution using disdrometer data and V3 L1 cloud base height retrieval, from 5:27 p.m. UT to 5:54 p.m. UT.

3.3. Evaporation Characteristics at UPC

In order to generalize the rain evaporation properties, UPC data measurements were analyzed as a function of rain parameter differences (i.e., R , the rain rate and Z , an equivalent radar reflectivity) between the cloud base and the ground. This indicates the impact of evaporation on rain integral parameters as R and Z . Figure 4a reports the analysis of R . The evaporation results are more marked (greater ΔR) for higher cloud base heights and increasing R values at the ground. For relatively high cloud bases (higher than 3000 m), the R difference with the ground reaches values as high as 6 mm h^{-1} . For lower R values and low cloud bases, ΔR is roughly constant, never exceeding 1 mm h^{-1} , regardless of the cloud base height. For lower cloud base heights (below 1000 m), ΔR is rain intensity insensitive at the ground and does not exceed $0.6\text{--}0.8 \text{ mm h}^{-1}$. For cloud base height over 2000 m, rainfall rate relative difference with respect to the ground exceeds 100%. Figure 4b shows Z properties, calculated as the sixth moment of the DSD. In contrast with R , the plot highlights that ΔZ is dependent only on the cloud base height, with a decrease of a factor two ($\Delta Z \geq 3 \text{ dB}$) between the cloud base and the ground (cloud base higher than 2000 m). This can be explained, from a microphysical point of view, because of the small drop sizes collected in the analyzed data. That is, the lower the rain intensity, the smaller the drop diameters composing the DSD.



(a) Trend of ΔR as function of R at ground and cloud base height (b) Trend of ΔZ as function of R at ground and cloud base height

Figure 4. Trend of the difference between the cloud base and the ground of the rain parameters R and Z as a function of parameter values measured at ground and at cloud base height.

4. Conclusions

We introduce a methodology for computing vertically-resolved rain parameters (i.e., rain intensity) through a synergy between ground-based lidar, in situ disdrometer measurements and an analytical model solution paired with thermodynamic variables measured by atmospheric radiosondes (if unavailable, atmosphere thermodynamic variables can be inferred from a NASA GEOS-5 model). The methodology, applied at two permanent mid-latitude NASA Micro Pulse Lidar Network datasets, the Goddard Space Flight Center (GSFC) and Universitat Politècnica de Catalunya in Barcelona, Spain (UPC), is particularly suited for measurements of low intensity precipitation (rainfall rate, R , $<3 \text{ mm h}^{-1}$). If implemented operationally in the network, the methodology can generate near real-time rainfall intensity as a standard Level 2 product. Low-intensity precipitation measurements are crucial for better understanding the hydrological cycle and for validating satellite missions, like the Global Precipitation Mission experiment (GPM) [1].

The analysis of a complete year (2016) of precipitation at UPC (4079 min of data) permitted assessing rainfall intensity seasonal variability for different cloud base altitude ranges. Slightly different rain intensity distributions were observed during spring (MAM) and fall (SON), with a higher

occurrence of a relatively high rain rate during spring (1.5 vs. 0.6 mm h⁻¹ mean R), and a lower rainfall intensity associated with lower altitudes. This implies rainfall evaporation with consequent atmospheric column cooling. Yearly analysis of UPC MPLNET data shows that the effect of the evaporation on the rainfall rate has different impacts, depending on both rain intensity at ground and cloud base height. On the other hand, the radar reflectivity shows a dependence only on the cloud base height. The comparison between UPC and GSFC indicates that, for approximately the same rain intensity at the ground, the rain intensity gradients observed in GSFC (0.22 mm h⁻¹ km⁻¹) are larger than the ones observed at UPC (0.03 mm h⁻¹ km⁻¹). This result shows that, for this case study, the GSFC atmosphere is in general drier with respect to UPC.

Both analyzed case studies demonstrate the analytical model capability for reconstructing DSD from ground to cloud base. This also permits computing all of the significant distribution moments (i.e., radar reflectivity, liquid water content, mean mass diameter, etc.) besides rain reflectivity. Future research will focus on assessing light precipitation inter-annual intensity variability from long-term (>15 years) MPLNET stations, especially in polluted regions, to quantifying for the first time the aerosol indirect effects on drizzle reduction/suppression.

Author Contributions: Conceptualization, S.L.; Methodology, S.L., L.P.D., M.S.; Software, S.L., L.P.D., A.R., A.B. and J.R.L.; Validation, S.L., A.R. and A.B.; Formal Analysis, S.L., L.P.D., M.S., J.R.C., F.M.; Investigation, S.L., E.J.W., J.R.C., M.S., L.P.D.; Resources, N.A., A.C., J.B.; Data Curation, S.L., A.T., J.R.L., E.J.W., S.G., J.B.; Writing—Original Draft Preparation, S.L.; Writing—Review & Editing, J.R.C., L.P.D., M.S., J.B., S.G., J.R.L. and N.A.; Visualization, S.L., F.M., N.A.; Supervision, S.L., N.A.; Project Administration, N.A., A.C., J.B., E.J.W., J.R.C.; Funding Acquisition, J.R.C., E.J.W., A.C., J.B. and S.G.

Funding: The MPL measurements and processing in Barcelona are supported by the European Union (H2020, grant 654109, ACTRIS-2), the European Fund for Regional Development, the Spanish Government (grants TEC2015-63832-P, CGL2015-65627-C3-2-R, CGL2016-81828-REDT and CGL2017-90884-REDT) and the Catalan Government (grant 2014 SGR 583). CommSensLab is a Unidad de Excelencia María de Maeztu (grant MDM-2016-0600) funded by the Agencia Estatal de Investigación.

Acknowledgments: The NASA Micro-Pulse Lidar Network (MPLNET) are supported by the NASA Radiation Sciences Program (H. Maring).

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

- Hou, A.Y.; Kakar, R.K.; Neeck, S.; Azarbarzin, A.A.; Kummerow, C.D.; Kojima, M.; Oki, R.; Nakamura, K.; Iguchi, T. The Global Precipitation Measurement Mission. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2014**, *95*, 701–722. [[CrossRef](#)]
- Lolli, S.; Campbell, J.R.; Lewis, J.R.; Welton, E.J.; Di Girolamo, P.; Fatkhuroyan, F.; Gu, Y.; Marquis, J.W. Assessment of cirrus cloud and aerosol radiative effect in South-East Asia by ground-based NASA MPLNET lidar network data and CALIPSO satellite measurements. In *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XXII*; International Society for Optics and Photonics: Bellingham, WA, USA, 2017; Volume 10424, p. 1042405.
- Bosilovich, M.G.; Schubert, S.D.; Walker, G.K. Global Changes of the Water Cycle Intensity. *J. Clim.* **2005**, *18*, 1591–1608. [[CrossRef](#)]
- Lolli, S.; Welton, E.J.; Campbell, J.R. Evaluating light rain drop size estimates from multiwavelength micropulse lidar network profiling. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2013**, *30*, 2798–2807. [[CrossRef](#)]
- Lolli, S.; Di Girolamo, P.; Demoz, B.; Li, X.; Welton, E. Rain Evaporation Rate Estimates from Dual-Wavelength Lidar Measurements and Intercomparison against a Model Analytical Solution. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2017**, *34*, 829–839. [[CrossRef](#)]
- Welton, E.J.; Campbell, J.R.; Spinhirne, J.D.; Scott, V.S. *Global Monitoring of Clouds and Aerosols Using a Network of Micropulse Lidar Systems*; SPIE: Bellingham, WA, USA, 2001; Volume 4153, pp. 151–159. [[CrossRef](#)]
- Campbell, J.R.; Lolli, S.; Lewis, J.R.; Gu, Y.; Welton, E.J. Daytime cirrus cloud top-of-the-atmosphere radiative forcing properties at a midlatitude site and their global consequences. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2016**, *55*, 1667–1679. [[CrossRef](#)]

8. Lolli, S.; Campbell, J.R.; Lewis, J.R.; Gu, Y.; Marquis, J.W.; Chew, B.N.; Liew, S.C.; Salinas, S.V.; Welton, E.J. Daytime Top-of-the-Atmosphere Cirrus Cloud Radiative Forcing Properties at Singapore. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2017**, *56*, 1249–1257. [[CrossRef](#)]
9. Campbell, J.R.; Peterson, D.A.; Marquis, J.W.; Fochesatto, G.J.; Vaughan, M.A.; Stewart, S.A.; Tackett, J.L.; Lolli, S.; Lewis, J.R.; Oyola, M.I.; et al. Unusually deep wintertime cirrus clouds observed over the alaskan sub-arctic. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2017**, *99*, 27–32. [[CrossRef](#)]
10. Lolli, S.; Campbell, J.R.; Lewis, J.R.; Gu, Y.; Welton, E.J. Fu–Liou–Gu and Corti–Peter model performance evaluation for radiative retrievals from cirrus clouds. *Atmos. Chem. Phys.* **2017**, *17*, 7025–7034. [[CrossRef](#)]
11. Pani, S.K.; Wang, S.H.; Lin, N.H.; Tsay, S.C.; Lolli, S.; Chuang, M.T.; Lee, C.T.; Chantara, S.; Yu, J.Y. Assessment of aerosol optical property and radiative effect for the layer decoupling cases over the northern South China Sea during the 7-SEAS/Dongsha Experiment. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2016**, *121*, 4894–4906. [[CrossRef](#)]
12. Tosca, M.G.; Campbell, J.; Garay, M.; Lolli, S.; Seidel, F.C.; Marquis, J.; Kalashnikova, O. Attributing accelerated summertime warming in the southeast united states to recent reductions in aerosol burden: Indications from vertically-resolved observations. *Remote Sens.* **2017**, *9*, 674. [[CrossRef](#)]
13. Campbell, J.R.; Hlavka, D.L.; Welton, E.J.; Flynn, C.J.; Turner, D.D.; Spinhirne, J.D.; Scott, V.S.S., III; Hwang, I.H. Full-Time, Eye-Safe Cloud and Aerosol Lidar Observation at Atmospheric Radiation Measurement Program Sites: Instruments and Data Processing. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2002**, *19*, 431–442. [[CrossRef](#)]
14. Welton, E.J.; Campbell, J.R. Micropulse Lidar Signals: Uncertainty Analysis. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2002**, *19*, 2089–2094. [[CrossRef](#)]
15. Ciofini, M.; Lapucci, A.; Lolli, S. Diffractive optical components for high power laser beam sampling. *J. Opt. A Pure Appl. Opt.* **2003**, *5*, 186. [[CrossRef](#)]
16. Welton, E.J.; Voss, K.J.; Gordon, H.R.; Maring, H.; Smirnov, A.; Holben, B.; Schmid, B.; Livingston, J.M.; Russell, P.B.; Durkee, P.A.; et al. Ground-based lidar measurements of aerosols during ACE-2: Instrument description, results, and comparisons with other ground-based and airborne measurements. *Tellus B* **2000**, *52*, 636–651. [[CrossRef](#)]
17. Welton, E.J.; Voss, K.J.; Quinn, P.K.; Flatau, P.J.; Markowicz, K.; Campbell, J.R.; Spinhirne, J.D.; Gordon, H.R.; Johnson, J.E. Measurements of aerosol vertical profiles and optical properties during INDOEX 1999 using micropulse lidars. *J. Geophys. Res. Atmos.* **2002**, *107*, INX2 18-1–INX2 18-20. [[CrossRef](#)]
18. Lolli, S.; Madonna, F.; Rosoldi, M.; Campbell, J.R.; Welton, E.J.; Lewis, J.R.; Gu, Y.; Pappalardo, G. Impact of varying lidar measurement and data processing techniques in evaluating cirrus cloud and aerosol direct radiative effects. *Atmos. Meas. Tech.* **2018**, *11*, 1639–1651. [[CrossRef](#)]
19. Sassen, K.; Knight, N.C.; Takano, Y.; Heymsfield, A.J. Effects of ice-crystal structure on halo formation: cirrus cloud experimental and ray-tracing modeling studies. *Appl. Opt.* **1994**, *33*, 4590–4601. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
20. Flynn, C.J.; Mendoza, A.; Zheng, Y.; Mathur, S. Novel polarization-sensitive micropulse lidar measurement technique. *Opt. Express* **2007**, *15*, 2785–2790. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
21. Lewis, J.R.; Campbell, J.R.; Welton, E.J.; Stewart, S.A.; Haftings, P.C. Overview of MPLNET Version 3 Cloud Detection. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2016**, *33*, 2113–2134. [[CrossRef](#)]
22. D’Adderio, L.; Porcù, F.; Tokay, A. Evolution of drop size distribution in natural rain. *Atmos. Res.* **2018**, *200*, 70–76. [[CrossRef](#)]
23. Löffler-Mang, M.; Joss, J. An Optical Disdrometer for Measuring Size and Velocity of Hydrometeors. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2000**, *17*, 130–139. [[CrossRef](#)]
24. Li, X.; Srivastava, R.C. An Analytical Solution for Raindrop Evaporation and Its Application to Radar Rainfall Measurements. *J. Appl. Meteorol.* **2001**, *40*, 1607–1616. [[CrossRef](#)]



1
2
3
4
5
6
7
8 Multi-sensor observations of an elevated rotor during a
9 mountain wave event in the Eastern Pyrenees
10

11 Mireia Udina^a, Joan Bech^a, Sergi González^{b,a}, Maria Rosa Soler^a,
12 Alexandre Paci^c, Josep Ramón Miró^d, Laura Trapero^e, Jean Marie Donier^c,
13 Thierry Douffet^c, Bernat Codina^a, Nicolau Pineda^d
14

15
16 ^a*Departament de Física Aplicada - Meteorologia. Universitat de Barcelona. C/ Martí i*
17 *Franquès, 1. 08028 Barcelona, Spain.*

18 ^b*DT Catalonia, Agència Estatal de Meteorologia (AEMET), Barcelona, Spain*

19 ^c*CNRM, UMR3589 METEO-FRANCE and CNRS, 31100 Toulouse, France*

20 ^d*Department of Territory and Sustainability, Meteorological Service of Catalonia,*
21 *Generalitat de Catalunya, Barcelona, Spain*

22 ^e*Snow and Mountain Research Center of Andorra (CENMA-IEA), Institut d'Estudis*
23 *Andorrans, Av. Rocafort, 21-23, Sant Julià de Lòria AD600, Andorra*
24

25
26 **Abstract**
27

28 The 15 January 2017 a strong northern synoptic flow lead to the generation
29 of mountain waves and heavy snowfall over the eastern Pyrenees, particularly
30 over the Cerdanya valley near the border between France, Spain and Andorra.
31 Measurements from several instruments deployed during the Cerdanya-2017
32 field campaign and satellite imagery revealed the presence of mountain waves
33 and the formation of an associated rotor underneath the first mountain wave
34 crest. The evolution and location of the mountain waves were studied using
35 high temporal resolution data from a UHF wind-profiler and a vertically
36 pointing K-band Doppler radar, separated a few kilometres in horizontal
37 distance. A mountain wave with a wavelength about 18 km was detected in
38 the morning and shortened slightly in the afternoon when a transient rotor,
39 elevated approximately 150 m above the ground, was formed, disconnected
40 from the surface flow. A strong turbulence zone was identified at the upper
41 edge of the mountain wave, above the rotor, a feature observed in previous
42 studies. The mountain wave and rotor induced circulation was favoured by
43 the valley shape and the second mountain ridge location, in addition to the
44 weak and variable winds, established during the sunset close to the valley
45
46
47

48
49 *Email address: mudina@meteo.ub.edu (Mireia Udina)*
50
51
52
53
54
55
56

57
58
59
60
61
62
63
64 surface.

65 *Keywords:* Mountain waves, rotor, turbulence, winter storm, eastern
66 Pyrenees, Cerdanya
67

68 69 **1 Introduction** 70

71 An atmospheric rotor can be defined as a low-level turbulent closed flow
72 located underneath a mountain wave crest with a circulation horizontal axis
73 oriented parallel to the mountain ridge (Kuettner, 1938; Doyle and Durran,
74 2002). The formation of a rotor is tied to the presence of stationary gravity
75 waves at the lee of a mountain, generated when the air parcels are excited by
76 the mountain obstacle in a stably stratified flow. Rotors can lead to severe
77 turbulence and pose a hazard for the aeronautical activity at the lower tropo-
78 sphere near mountain ranges (e.g. Darby and Poulos (2006); Schneider et al.
79 (2017)) The strong turbulence and wind shear within the rotors represent a
80 danger particularly for the glider community. For example, in 1955 during
81 the Jet Stream Project Holmboe and Klieforth (1957) a research glider was
82 destroyed by a rotor. However, gliders may also take profit of the ascending
83 part of the rotor in order to get elevated and reach the laminar flow (see for
84 example Worthington (2017)).
85

86 Different types of rotors have been documented using observations and
87 have been reproduced in idealised numerical simulations. Hertenstein and
88 Kuettner (2005) described two types of rotors in idealised and simplified nu-
89 merical simulations: (i) a frequent rotor formed under resonant mountain
90 wave crests and (ii) a much more turbulent and less frequent rotor formed
91 in association with hydraulic jumps and downslope windstorms. Other ob-
92 servations and idealised simulations highlighted the importance of elevated
93 temperature inversion on rotor formation (Vosper, 2004; Mobbs et al., 2005).
94 Later, Doyle and Durran (2007) analysed the internal structure of rotors
95 through 2D and 3D large-eddy simulation (LES), revealing differences in the
96 detailed subrotor structures along the vortex sheet lifted by the lee-waves.
97 However, recent studies have proved that a wider variety of turbulent flow
98 structures similar to a rotor can exist (Strauss et al., 2016) and their gen-
99 eration can be highly transient and intermittent (Kühnlein et al., 2013),
100 substantially modifying the idealised two-dimensional structure of a rotor
101 described in previous studies.
102

103
104 In addition, the atmospheric boundary layer (ABL) structure highly in-
105
106

113
114
115
116
117
118
119
120
121
122
123
124
125
126
127
128
129
130
131
132
133
134
135
136
137
138
139
140
141
142
143
144
145
146
147
148
149
150
151
152
153
154
155
156
157
158
159
160
161
162
163
164
165
166
167
168

fluences the rotor characteristics and vice-versa. In this way, wave-induced boundary layer separation with adverse pressure gradients leads to formation of atmospheric rotors (Doyle and Durran, 2002) while the ABL thickness and evolution highly depends on the wave features, such as the wave length, amplitude and phase (Jiang et al., 2006; Smith et al., 2006; Smith, 2007), which modulates the characteristics of the rotor. Besides, the presence of a second ridge may interfere the lee-wave and impact the rotor formation (Grubišić and Stiperski, 2009; Stiperski and Grubišić, 2011). In recent theoretical studies non-hydrostatic effects seem to be essential for rotor formation (Sachsperger et al., 2016). On the other hand, despite many studies have showed the effect of the orographic induced vertical motions in precipitation enhancement (e.g. Houze Jr. (2012); Trapero et al. (2013b,a); de la Torre et al. (2015)) only a few have examined the interaction between winter storm mountain-wave kinematic structures and orographic precipitation (Kingsmill et al., 2016; Valenzuela and Kingsmill, 2017, 2018).

Several field studies have been carried out in the last decades in order to study mountain waves and their associated processes. In Europe, the Alpine Experiment (ALPEX) in the 1980s (Hoinka, 1984, 1986), the PYREX experiment in the northern side Pyrenees (Bougeault et al., 1990, 1997) in the 1990s, and more recently the Mesoscale Alpine Experiment (MAP; Bougeault et al. (2001); Smith et al. (2007)) over the Alps studying strong winds and föhn events (Gohm and Mayr, 2004; Guéénard et al., 2006). However, fewer observational campaigns have focused specifically on atmospheric rotors. The first relevant exploration of rotor structures was the Sierra Wave Project conducted in the early 1950s in the lee of Sierra Nevada (USA) as described in Grubišić and Lewis (2004). In the same location but several years later, the Terrain-Induced Rotor Experiment (T-REX; Grubišić et al. (2008)) became a great success to improve the understanding of the rotor structures and evolution, as well as the interaction among mountain waves, rotors and boundary layer. Recent research dealing with atmospheric rotors have studied bora wind events (Gohm et al., 2008) or strong winds in Iceland (Ágústsson and Ólafsson, 2014), mainly reproduced by numerical simulation but with limited observation datasets. In addition, a few laboratory experiments have also focused on this topic (Knigge et al., 2010; Stiperski et al., 2017).

In this work we present the results of a mountain wave event and an associated rotor observed during a winter storm heavy snowfall in the course of the Cerdanya-2017 field experiment conducted over the eastern Pyrenees, in Cerdanya basin (Fig. 1), between Occitane (France) and Catalonia (Spain).

169
170
171
172
173
174
175
176 The field campaign target studies were based on previous research in the
177 area and were the following: a) cold-air pool formation and local wind cir-
178 culation under stable conditions (Miró et al., 2017; Jiménez-Esteve et al.,
179 2018; Conangla et al., 2018); b) mountain wave, rotors, and low-level turbu-
180 lence (Udina et al., 2017) and c) orographic effects on precipitation processes
181 (Trapero et al., 2013b). The study presented here, mainly based in remote
182 sensing observations, corresponds to the second part and the main objec-
183 tives are: (i) to document the formation of a rotor underneath a mountain
184 wave generated on the Eastern Pyrenees during a snowfall episode; (ii) to
185 characterise the conditions for a rotor formation and determine the changes
186 in the flow dynamics induced by the presence of the rotor; (iii) to estimate
187 the structure of the rotor (horizontal and vertical extension) also identifying
188 turbulent areas.
189

190 The paper is organised as follows. Section 2 introduces the geographical
191 location and the observing systems in the Cerdanya-2017 field experiment.
192 Section 3 provides an overview of the mountain waves and precipitation dis-
193 tribution of the event, from synoptic to local scale. Section 4 presents the
194 field experiment observations relevant for the rotor analysis. Section 5 dis-
195 cusses the main characteristics and evolution of the mountain waves and the
196 rotor. Finally, conclusions and final remarks are given in Section 6.
197
198

199 **2 The Cerdanya-2017 field campaign**

200

201 *2.1 Geographical location*

202 The Pyrenees mountain massif is a west to east oriented mountain range
203 located in southwest Europe along the border between France and Spain
204 (Fig. 1). In the Eastern Pyrenees the Cerdanya basin (hereafter Cerdanya
205 valley) sits around 1000 m above sea level (ASL) and, unlike most of the
206 Pyrenean valleys, it is oriented from ENE to WSW, nearly parallel to the
207 mountain ranges (Fig. 1). The main study area is approximately a flat
208 bottomed 10 km x 30 km rectangle and it is surrounded by mountain ranges
209 with summits exceeding 2900 m ASL: Carlit (2921 m) and Puigpedrós (2914
210 m) at the north side, Cadí and Moixeró sub-ranges (peaking at 2649 m) at
211 the south side, and the Puigmal (2910 m) at the southeast (Fig. 1a). The
212 main measurement site of the Cerdanya-2017 field campaign was deployed at
213 the centre of the basin, in the Cerdanya Aerodrome (A in Fig. 1). This site,
214 located at 1095 m ASL, is a facility well known for the gliding community
215 (ICAO code LECD).
216
217
218

225
226
227
228
229
230
231
232
233
234
235
236
237
238
239
240
241
242
243
244
245
246
247
248
249
250
251
252
253
254
255
256
257
258
259
260
261
262
263
264
265
266
267
268
269
270
271
272
273
274
275
276
277
278
279
280

Due to the geographical location of the basin, very strong winds occur with northern synoptic flows, especially during winter when the synoptic configuration favours strong northern advections (Esteban et al., 2005; Lemus-Canovas et al., 2019). After crossing the first mountain range of the Pyrenees, mountain waves are likely to be generated in stably stratified atmospheric layers and therefore rotors are also likely to be formed in association with these mountain waves over the Cerdanya valley (Udina et al., 2017). The presence of a secondary and lower mountain ridge at the south may influence the mountain wave phase and the rotor structure underneath, as discussed in Stiperski and Grubišić (2011) using idealised numerical experiments and observed in Stiperski et al. (2017) in the laboratory experiments.

2.2 Observing network

The Cerdanya-2017 field experiment took place in this valley from October 2016 to May 2017. It was a joint effort of several teams from the Euroregion Pyrenees-Mediterranean, that belong mainly to the University of Barcelona, the University of the Balearic Islands, METEO-FRANCE and the Meteorological Service of Catalonia.

The main instrumented site was located at the aerodrome (A) (see scheme of Fig. 2) with several instruments continuously measuring profiles of different meteorological variables. For the present study we will use the Micro Rain Radar (MRR), the scanning Doppler wind lidar (LIDAR), the Wind RASS-Sodar (WR), the Automatic Weather Station (AWS) and the Atmospheric soundings (RS) launched for specific periods during the field experiment, all of them located at A. Among the other instruments deployed in the area during this field experiment, we will present measurements from a Ultra-High Frequency wind profiler (UHF) radar located a few km to the NW from the A site and an AWS, number 8, located very close the UHF (see Fig. 1). Table 1 summarises the instruments and some of their characteristics.

The UHF wind profiler radar, model Degréane PCL 1300 was located in the village of All about 2.4 km North from the main site, at 1077 m ASL. Radio waves were emitted and received by 5 antennas in the following directions: vertical, north, east, south and west at a frequency of 1274 MHz. The UHF radio waves are mainly backscattered by the fluctuations of the air refractive index (induced by the fluctuations of air temperature and humidity), providing, from the Doppler shift, measurements of the wind profile up to about 3-4 km above ground level (AGL) from the Doppler shift. The

281
 282
 283
 284
 285
 286
 287
 288
 289
 290
 291
 292
 293
 294
 295
 296
 297
 298
 299
 300
 301
 302
 303
 304
 305
 306
 307
 308
 309
 310
 311
 312
 313
 314
 315
 316
 317
 318
 319
 320
 321
 322
 323
 324
 325
 326
 327
 328
 329
 330
 331
 332
 333
 334
 335
 336

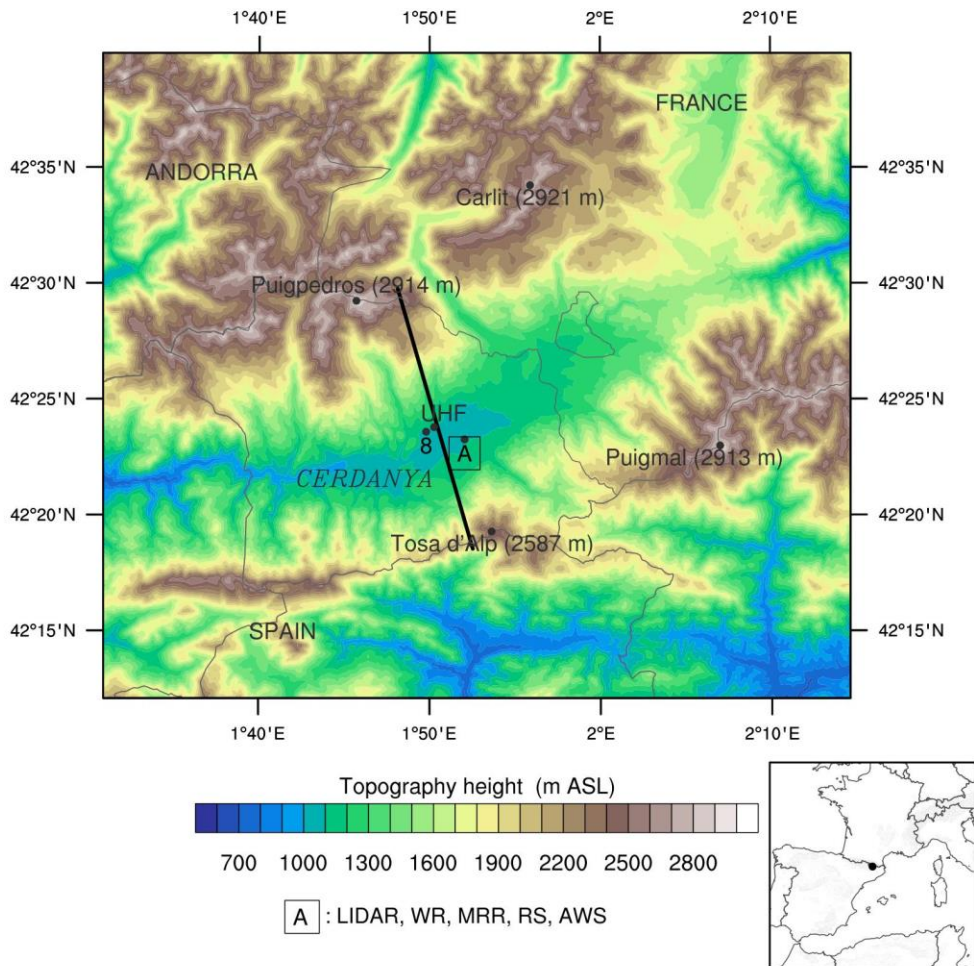


Figure 1: Topography of the Eastern Pyrenees region of study showing the location of the aerodrome (A) with most of the instrumentation: Micro Rain Radar (MRR), scanning Doppler wind lidar (LIDAR), Wind Radio Acoustic Sounding System (WR), atmospheric soundings (RS) and an automatic weather surface station (AWS); location of and additional AWS (number 8) and the Ultra-High Frequency wind profiler (UHF). The main mountain peaks of Carlit (2921 m ASL), Puigpedrós (2914 m ASL) and Puigmal (2913 m ASL) are also labelled, as well as Andorra, France and Spain and their borders. The black line corresponds to a cross section used for the terrain elevation in Fig. 13. The large scale location of the Pyrenees and the studied area is marked with a black point at the right bottom corner of the figure.

Table 1: Ground-based instruments used in this study from the Cerdanya-2017 field experiment, their abbreviation, location, measured parameters used in this study, time acquisition. The measured parameters are: horizontal wind components (u, v), vertical wind component (w), turbulent kinetic energy dissipation rate (ϵ), radar reflectivity (Z), virtual temperature (T_v), air temperature (T), relative humidity (RH), atmospheric pressure (P).

Instrument	Abrev.	Location	Coordinates	Parameters	Sampling rate
Ultra-high frequency wind profiler	UHF	Mountain foot	42.3968 N, 1.8377 E	u, v, w, ϵ	3-4 min
Doppler wind lidar	LIDAR	Aerodrome	42.3876 N, 1.8683 E	radial velocity	10 min
Micro Rain Radar	MRR	Aerodrome	42.3864 N, 1.8665 E	Z, w (hydro)	1 min
Wind RASS-Sodar	WR	Aerodrome	42.3862 N, 1.8667 E	T_v, u, v	15 min
Atmospheric sounding	RS	Aerodrome	42.3865 N, 1.8681 E	u, v, T, RH, P	2 s
Automatic Weather Station	AWS A	Aerodrome	42.3861 N, 1.8664 E	u, v, T, RH	1 min
Automatic Weather Station	AWS 8	Mountain foot	42.3934 N, 1.8298 E	u, v, T, RH	1 min

393
 394
 395
 396
 397
 398
 399
 400
 401
 402
 403
 404
 405
 406
 407
 408
 409
 410
 411
 412
 413
 414
 415
 416
 417
 418
 419
 420
 421
 422
 423
 424
 425
 426
 427
 428
 429
 430
 431
 432
 433
 434
 435
 436
 437
 438
 439
 440
 441
 442
 443
 444
 445
 446
 447
 448

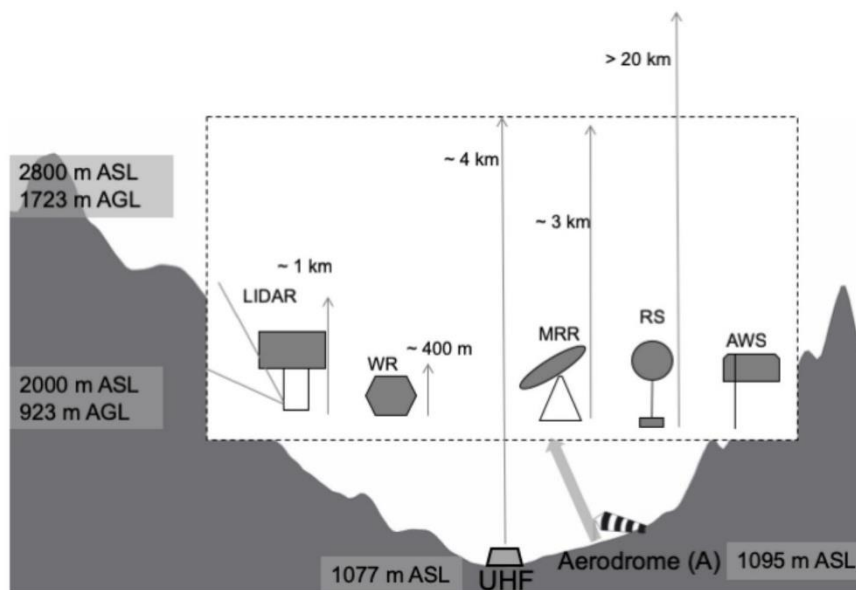


Figure 2: Schematic view of the instruments deployed in the Cerdanya valley in a cross section following the line marked in Fig. 1. At the mountain foot there is the Ultra-High Frequency wind profiler (UHF) and at the aerodrome (A) the following instruments: scanning Doppler wind lidar (LIDAR), Wind RASS-Sodar (WR), Micro Rain Radar (MRR), atmospheric soundings (RS) and an automatic weather surface station (AWS). The vertical range for the remote sensing instruments is indicated with grey arrows (Note that vertical ranges and horizontal distances are not to scale).

449
450
451
452
453
454
455
456 radio waves are not attenuated by rain and clouds at this frequency, so mea-
457 surements are reliable under all sky conditions. For the analysed episode we
458 use the low mode data of the three wind components, which obtains a profile
459 every 3-4 minutes with a vertical resolution of 100 m, up to 4000 m.

460 The Doppler wind lidar (LIDAR), model Leosphere WLS200S, was in-
461 stalled at the top of the aerodrome control tower about 10 m above the
462 ground level, at 1110 m ASL. This instrument has been previously used in an
463 alpine valley where it provided very useful information on the fine scale wind
464 dynamics within the valley (Paci et al., 2016; Sabatier et al., 2018). During
465 the Cerdanya-2017 field experiment, the scanning cycle was composed of a
466 quasi-horizontal plan (Plan Position Indicator, PPI) and four vertical plans
467 (Range Height Indicator, RHI) every 10 min, one of them oriented to the
468 UHF location.
469

470 The Micro Rain Radar (MRR), a 24-GHz (K-band) radar manufactured
471 by Metek (Löffler-Mang et al., 1999), is a portable Doppler weather radar
472 vertical profiler that operates using a FM-CW (Frequency Modulated Contin-
473 uous Wave) scheme. The instrument has a sampling frequency of 10 seconds.
474 The Doppler spectra is divided into 64 bins from 0 to 12 m s⁻¹ over 32 range
475 gate bins. A vertical resolution of 100 m was selected for this study providing
476 precipitation measurements from 300 to 3000 m AGL since the first two gates
477 and the last one are affected by near-field effects and noise respectively. The
478 manufacturer processing software assumes only falling precipitation particles
479 from 0 to 12 m s⁻¹ that may lead to aliasing errors during convective showers
480 (Tridon et al., 2011; Adirosi et al., 2016) and, particularly relevant for this
481 study, in upward movements with embedded snow particles. To avoid this
482 problem, we used the processing developed by Maahn and Kollias (2012)
483 that improves the system sensitivity for solid precipitation and allows to de-
484 tect upward movements of the particles. The MRR allows us to monitor the
485 precipitation variability and the vertical movements assuming that it is the
486 resulting of overlap the falling velocity of the snow particles and the vertical
487 velocity of the wind. The MRR was located at the aerodrome at 1099 m
488 ASL, separated 2.4 km in linear distance from the UHF location (see Fig.
489 1), therefore data from both instruments could be readily compared and pro-
490 vide a complementary view of existing mountain waves over the area. In
491 order to complete the precipitation features at the surface we used an opti-
492 cal disdrometer Parsivel (Löffler-Mang and Joss, 2000) located next to the
493 MRR, which provides the size and velocity distribution of the precipitation
494 particles.
495
496
497
498

505
506
507
508
509
510
511
512
513
514
515
516
517
518
519
520
521
522
523
524
525
526
527
528
529
530
531
532
533
534
535
536
537
538
539
540
541
542
543
544
545
546
547
548
549
550
551
552
553
554
555
556
557
558
559
560

A Wind Radio Acoustic Sounding System (WR), or Wind RASS-Sodar manufactured by Sintec, was located at at 1100 m ASL. These instruments provide virtual temperature profiles up to hundreds of meters by combining remote sensing of acoustic and radio waves which are emitted by an antenna in five directions (vertical, north, east, south and west) at 1290 MHz. In addition, the combined radio-acoustic measurement technique also provide wind measurements trough the spectral analysis of backscattered energy Doppler shift.

Finally two AWS were used, one located at the aerodrome (Fig. 1, label A), at 1097 m ASL, and another, so-called AWS number 8 (Figure 1, label 8), located at 1088 m ASL.

3 Event overview

The 15 January 2017 event occurred during the Cerdanya- 2017 field campaign was characterised by strong winds, mountain waves and relevant snow accumulation over the Cerdanya valley and the eastern Pyrenees, causing a big social impact. In order to understand the general large scale features of the episode, we analyse the synoptic flow structure and the cloud and precipitation distribution through satellite imagery and radar products.

3.1 Large scale flow

On 15 January 2017 the Iberian Peninsula was affected by a strong northern wind flowing at all tropospheric levels as a result of a wide geopotential trough located over the continent and a wide geopotential ridge located over the North Atlantic Ocean (Fig. 3). The flow was driven by a meridional branch of the polar jet with velocities over 40 m s^{-1} at 300 hPa flowing from northern Europe to Spain. This type of flow impinging perpendicularly to the Pyrenees, under stable stratification conditions, leads to the generation of mountain waves after crossing the mountain range, at its lee side, in a stably stratified flow. Between the trough and the ridge, a stationary baroclinic boundary associated to a strong horizontal gradient of equivalent temperature and consequently of symmetric instability (Kurz, 1998; Markowski and Richardson, 2011), produced abundant cloudiness at low levels over the British islands and France moving perpendicularly over the Pyrenees with the incident northern wind (Fig. 3a). This long and thin structure, originated at sub-tropical latitudes, is also associated with large amounts of specific humidity at 700 hPa and indicates the presence of an atmospheric river (Fig.

561
562
563
564
565
566
567
568
569
570
571
572
573
574
575
576
577
578
579
580
581
582
583
584
585
586
587
588
589
590
591
592
593
594
595
596
597
598
599
600
601
602
603
604
605
606
607
608
609
610
611
612
613
614
615
616

3b). The atmospheric river remained almost stationary during the period between 15 and 16 January during which the descending branch of the ridge was gradually advecting relatively warm and moist air to the south. The episode ended when the jet moved east-wards and the oceanic relatively mild and moist air mass at low levels was replaced in the afternoon of 16 Jan 2017 by a continental cold and dry air mass coming from Central Europe due to a high-pressure wedge extension of the Atlantic anticyclone extending to north continental Europe and changing wind flow to a northeast circulation.

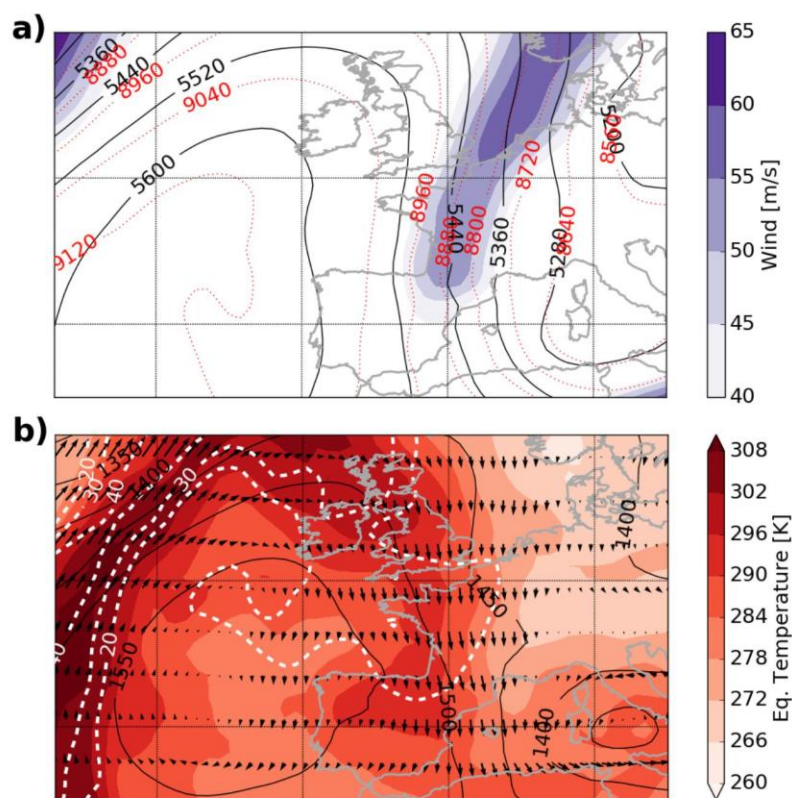


Figure 3: ERA-Interim reanalysis on 15 January 2017 at 1800 UTC. a) Geopotential height (red dotted lines) and wind speed (shaded) at 300 hPa, and geopotential height (black lines) at 500 hPa. b) Geopotential height (black lines) and equivalent temperature (shaded) at 850 hPa, and wind (arrows) and specific humidity (white dashed lines) at 700 hPa.

617
618
619
620
621
622
623
624 *3.2 Spatial cloud and precipitation distribution*

625 The Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Terra
626 satellite crossed the area of study at 1035 UTC. Local time was one hour
627 after UTC. Fig. 4a shows a 250 m resolution image combining bands 3,
628 6 and 7, where the land surface is enhanced using green colours, low level
629 clouds are red and high clouds are white. We can distinguish two deep cloud
630 bands oriented parallel to the mountain range, one north of the Puigpedrós
631 crest (purple dot in Fig. 4a) and another deep cloud band that starts over
632 the location of the UHF (green dot in Fig. 4) and covers the Tosa d'Alp peak
633 (red dot in Fig. 4a). The cloud structure reveals the presence of mountain
634 waves over the area, with one cap cloud located at the upstream side and
635 the next cloud band aligned with the first wave crest nearly parallel to the
636 mountain range (zoomed in Fig. 4b).
637

638 As mountain waves favour a redistribution of water vapour mixing ratio
639 increasing it in wave crests and decreasing it in wave troughs, satellite
640 water vapour (WV) imagery is a good tool to explore the wave field struc-
641 ture (Heller et al., 2017). Figure 4c shows the corresponding image from
642 the WV channel of the METEOSAT satellite at 1030 UTC, where the cloud
643 bands can also be seen over the Pyrenees. Although the horizontal resolu-
644 tion is poorer than in the MODIS image, parallel bands with cold and warm
645 brightness temperatures (T_B) oriented parallel to the mountain range can be
646 distinguished, revealing the presence of the mountain waves after the flow
647 crossed the Pyrenees. The UHF marked location (green dot) is in a white
648 band area, revealing low T_B , high water vapour mixing ratio, under a pre-
649 cipitating cloud and probably under the first updraft before the wave crest.
650 In contrast, the Puigpedrós peak is located in a dark, high T_B band area,
651 corresponding to the downslope flow in the immediate lee of the mountain.
652

653 We can also note that the generated lee mountain wave is not trapped far
654 away south of the Pyrenees, and only two or three crests (troughs) are present
655 where the water vapour mixing ratio is the highest (lowest). In addition, the
656 evolution of the METEOSAT satellite imagery (WV, IR and VIS) reveals
657 stationarity of the lee clouds during several hours, which is another proof of
658 the dynamics induced by the presence of mountain waves.
659

660 The area of study is covered by the C-band Doppler weather radar net-
661 work of the Meteorological Service of Catalonia (Altube et al., 2016, 2017),
662 despite in the Pyrenees partial radar beam blockage caused by topography
663 is not negligible which maybe a problem for stratiform precipitation typical
664 of the cold season - see discussions in Bech et al. (2003, 2013) and Trapero
665
666

673
674
675
676
677
678
679
680
681
682
683
684
685
686
687
688
689
690
691
692
693
694
695
696
697
698
699
700
701
702
703
704
705
706
707
708
709
710
711
712
713
714
715
716
717
718
719
720
721
722
723
724
725
726
727
728

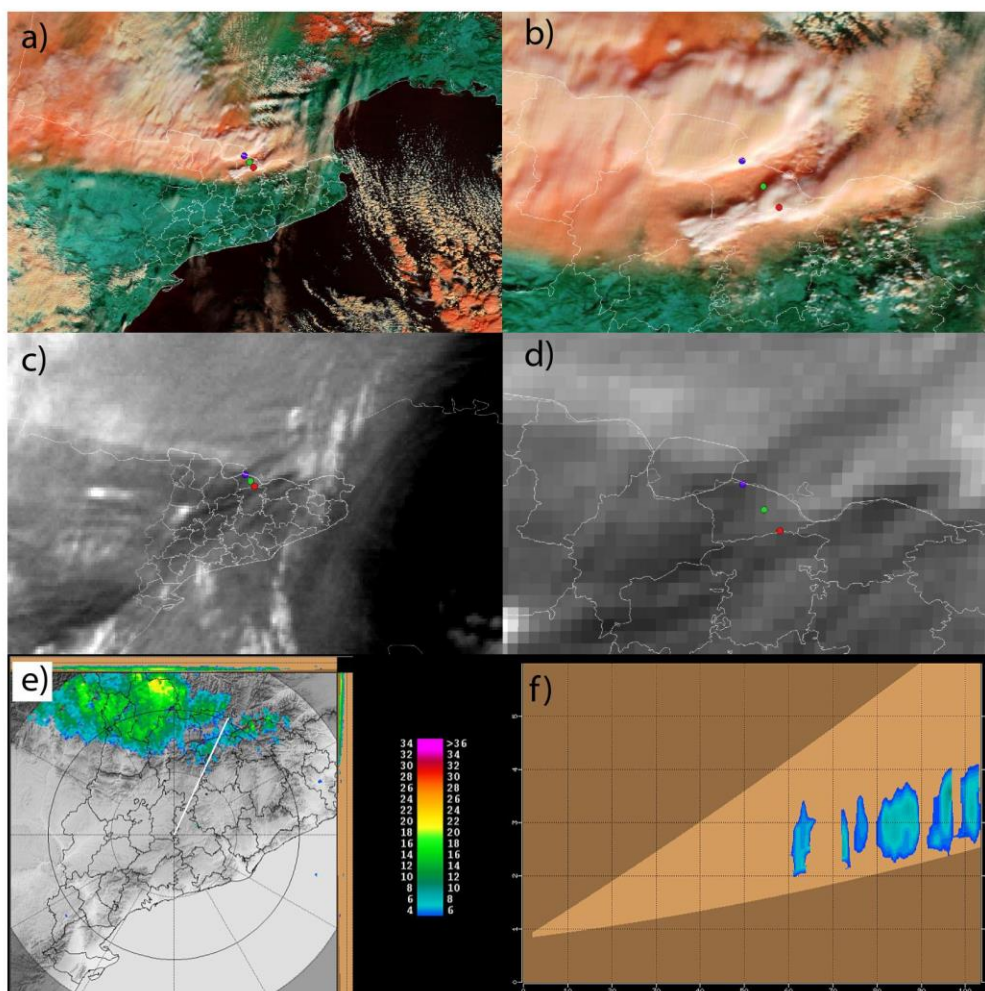


Figure 4: (a) 1035 UTC 15 January 2017 MODIS combined band satellite image; (b) zoom over Cerdanya; (c) 1030 UTC METEOSAT water vapour channel (WV6.2) image; (d) zoom over the Cerdanya - colour dots indicate the location of Puigpedrós peak (purple), UHF wind profiler (green) and Tosa d'Alp peak (red); (e) 1030 UTC CDV weather radar maximum reflectivity field (dBZ) with a 150 km range and (f) cross section of radar reflectivity (dBZ) along the segment indicated in e). Range rings in panel (e) are plotted every 50 km and range and height in panel (f) are expressed in km.

729
730
731
732
733
734
735
736 et al. (2009). Here C-band Doppler data are used to provide an overview of
737 precipitation over the area of study - no detailed comparison is attempted
738 with co-located MRR observations discussed later due to potential radar
739 beam blockage and beam overshooting issues. Weather radar images from
740 the CDV radar, the one closest to the area of study, during the morning show
741 precipitation over the Pyrenees extending over the south side (Fig. 4e). The
742 radar reflectivity cross section (Fig. 4f) indicates echoes extending from 60
743 to 100 km from the radar reaching heights up to 4 km above sea level. In the
744 afternoon there is no MODIS imagery available over the region of interest but
745 the 1700 UTC WV channel image (Fig. 5a, b) shows the deep cloud band
746 located over the UHF but not the second cloud structure over the southern
747 face as in the morning, suggesting the mountain wave would have displaced
748 towards the north and its wavelength would have shortened as will be dis-
749 cussed in detail in the next sections. This interpretation is consistent with
750 concurrent weather radar reflectivity observations (Fig. 5c and 5d) showing
751 less extension and intensity of precipitation echoes (restricted to ranges 85
752 to 95 km from the radar and heights below 3.5 km).
753
754

755 756 **4 Field experiment observations**

757
758 In the following section we summarise the vertical structure of the atmo-
759 sphere using the atmospheric sounding. Then, the ground-based instruments
760 used in this study are explored in detail during the event in order to describe
761 and characterise the mountain waves and the rotor positioning.
762

763 *4.1 Atmospheric sounding*

764
765 An in-valley atmospheric sounding (RS) was launched at 1237 UTC 15
766 January 2017 from the aerodrome location (point A in Fig. 1). The vertical
767 profiles of the main magnitudes obtained with the RS are shown in Fig. 6.
768 As the sounding was launched downstream of the mountain range, the mea-
769 surements may be disturbed by the wave activity but, as shown by Strauss
770 et al. (2016), we can assume that above the mountain range crest line the
771 magnitudes measured downstream would be similar than upstream of the
772 mountain ridge.
773

774 The temperature profiles show a well mixed in-valley flow corresponding
775 to a well mixed boundary layer (Fig. 6a, b) capped by a temperature in-
776 version at ~ 2400 m AGL (~ 3500 m ASL) (Fig. 6a,b). In addition, there is
777 a large positive horizontal wind shear from the surface up to 2400 m AGL,
778

785
786
787
788
789
790
791
792
793
794
795
796
797
798
799
800
801
802
803
804
805
806
807
808
809
810
811
812
813
814
815
816
817
818
819
820
821
822
823
824
825
826
827
828
829
830
831
832
833
834
835
836
837
838
839
840

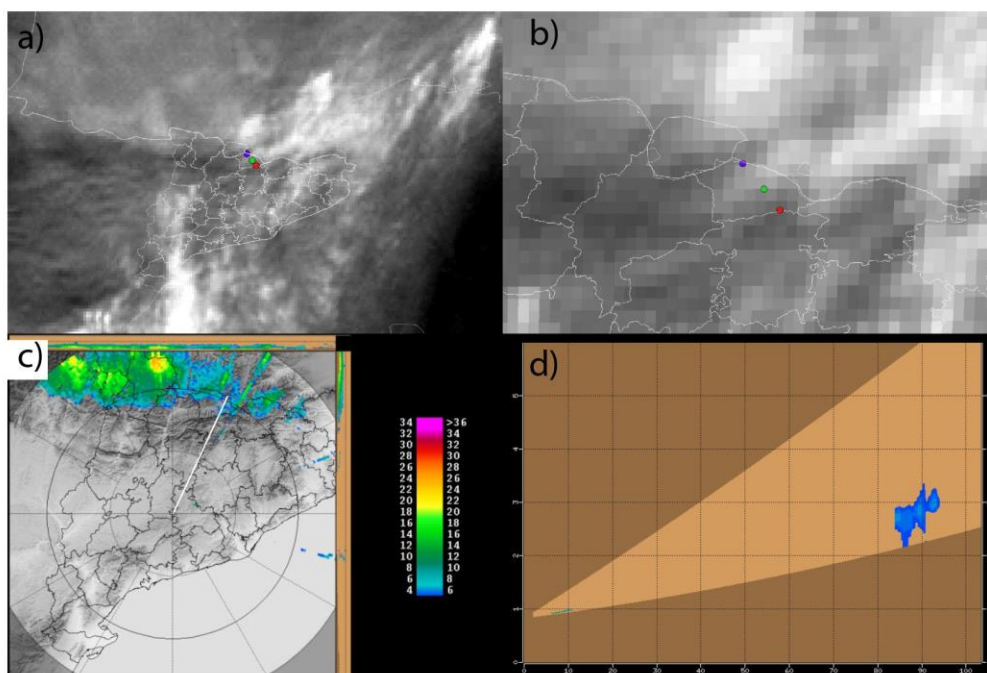


Figure 5: (a) 1700 UTC 15 January 2017 METEOSAT water vapour channel (WV6.2) image; (b) zoom over Cerdanya - colour dots indicate the location of Puigpedrós peak (purple), UHF wind profiler (green) and Tosa d'Alp peak (red); (c). 1700 UTC CDV weather radar maximum reflectivity field (dBZ) and (d) cross section along the segment indicated in (c).

841
842
843
844
845
846
847
848
849
850
851
852
853
854
855
856
857
858
859
860
861
862
863
864
865
866
867
868
869
870
871
872
873
874
875
876
877
878
879
880
881
882
883
884
885
886
887
888
889
890
891
892
893
894
895
896

but wind speed remains nearly constant above that height (Fig. 6c). The northern wind direction dominates the wind profile except for the lower 500 m, where it veers to the east (Fig. 6d). The squared Brunt Väisälä frequency (N^2) and the simplified Scorer parameter ($l^2 = N^2/U^2$) increase abruptly at the temperature inversion levels, revealing strong stable conditions at these layers (Fig. 6e,f). The vertical velocity of the radiosonde decreased at these levels (not shown), as expected when the balloon crossed this stable capping layer. The thermodynamic conditions were favourable for the formation of trapped lee waves from the mountain crest line 1700 m AGL (~ 2800 m ASL) up to 2300 m AGL (3400 m ASL) (dashed line in Figures 6a, b, c, d), where the horizontal wind increases with height and the stability remains nearly constant, and therefore l^2 decreases with height (Scorer, 1949). However, the well mixed boundary layer is able to absorb downward reflected waves (Smith et al., 2002). In contrast, above 2400 m AGL the conditions are suitable for the development of vertically propagating mountain waves, as the horizontal wind is constant with height and the stability increases with height during several hundred meters (Durrán, 2003). This is confirmed by the WV satellite imagery, evidencing that the waves reach the upper middle troposphere.

Ideally, for a northern flow perpendicular to the Pyrenees mountain range, considering a representative topography elevation ($h_m = 2000$ m) within a stable environment ($N = 0.01 \text{ s}^{-1}$) it yields a Froude number range from 0.5 to 1 for wind speeds from 10 to 20 m s^{-1} . Within this range of values the flow is affected by non-linearity and therefore flow splitting and wave breaking can occur downstream of the mountain range. According to Smith (1989) and Vosper (2004), mountain waves and lee waves will be produced under these conditions, with chances to be accompanied by wave breaking and rotor formation. Using the parameters derived from the RS we can estimate the wave characteristics at the layers just above the mountain peaks, around 2150 m AGL. Given the potential temperature profile we approximate a simplified Scorer parameter of $l^2 = 1.27 \times 10^{-7} \text{ m}^{-2}$, where N is the Brunt-Väisälä frequency and U is the wind speed, for a calculated $N = 0.01 \text{ s}^{-1}$ and $U = 28.7 \text{ m s}^{-1}$ at 2150 m AGL. Following Barry (1992), if vertical accelerations are neglected, the calculated wavelength (λ), i.e. the distance measured along the direction of propagation of the wave from the midpoint of one crest to the midpoint of the next crest can be defined as $\lambda = 2\pi/l$. Therefore, $\lambda = 17.7$ km at 2150 m AGL during the morning hours, which is approximately the distance between the two mountain ranges surrounding

897
898
899
900
901
902
903 the Cerdanya valley, from the Puigpedrós peak to the Tosa d’Alp.
904

905 4.2 UHF wind profiler 906

907 Wind profiler observations provide the time evolution of the three wind
908 components in a vertical air column. The vertical wind component w is a
909 useful magnitude to determine how the wave is positioned and how it changes
910 over height and time. As mountain waves are usually stationary, long periods
911 with strong vertical velocities, will indicate the location of the updraft before
912 the wave crest (for positive w) or the downdraft before the wave trough (for
913 negative w) over the wind profiler. However, if the wave crest is located over
914 the instrument, the vertical velocity can be zero. In addition, if the wave is
915 not stationary and changes its horizontal wavelength or its amplitude over
916 time then the vertical velocity will also change (Cohn et al., 2011).
917

918 As the wind profiler is located at 1077 m ASL and the mountain crest line
919 is approximately around 2800 m ASL, the height above ground level (AGL)
920 where the top of the mountain range is located is ~ 1700 m AGL. Therefore,
921 the vertical range measurements up to 4000 m AGL are enough to capture
922 the flow below the mountain peaks (from the surface to ~ 1700 m AGL) and
923 the flow above them (above ~ 1700 m AGL).
924

925 Figure 7 shows the time-height plots of the horizontal wind velocity (Fig.
926 7a) and the vertical wind velocity (Fig. 7b) obtained from the wind profiler
927 for the 15 January 2017. The white spaces correspond to regions where
928 the signal was not strong enough. The horizontal wind velocity field of the
929 wind profiler shows a strong wind from the N-NW direction that dominates
930 the upper levels during the whole day (Fig. 7a), which is consistent with
931 the larger scale situation described in Section 3. In addition, there is a
932 strong horizontal wind shear between 800 and 2000 m AGL, with the wind
933 velocity increasing with height along the day. From the time evolution of
934 the horizontal wind field we can distinguish three different periods. The first
935 one covers from 0000 to 0900 UTC, strong north horizontal winds of 20 m
936 s^{-1} prevailed at the mountain top heights (~ 1700 m AGL) increasing up to
937 more than 30 m s^{-1} at 3000 m AGL. In contrast, at the bottom of the valley
938 the horizontal wind is very weak and variable, less than 2 m s^{-1} . During
939 the second period, from 0900 to 1600 UTC there is a wind enhancement,
940 increasing to 30 m s^{-1} at the mountain top heights and reaching values of 40
941 m s^{-1} at 3000 m AGL. In addition, the wind speed increases near the valley
942 floor, especially around 0930 UTC and around 1400 UTC, with a moderate
943 wind speed of more than 8 m s^{-1} . The third time period starts at 1600
944
945
946

953
 954
 955
 956
 957
 958
 959
 960
 961
 962
 963
 964
 965
 966
 967
 968
 969
 970
 971
 972
 973
 974
 975
 976
 977
 978
 979
 980
 981
 982
 983
 984
 985
 986
 987
 988
 989
 990
 991
 992
 993
 994
 995
 996
 997
 998
 999
 1000
 1001
 1002
 1003
 1004
 1005
 1006
 1007
 1008

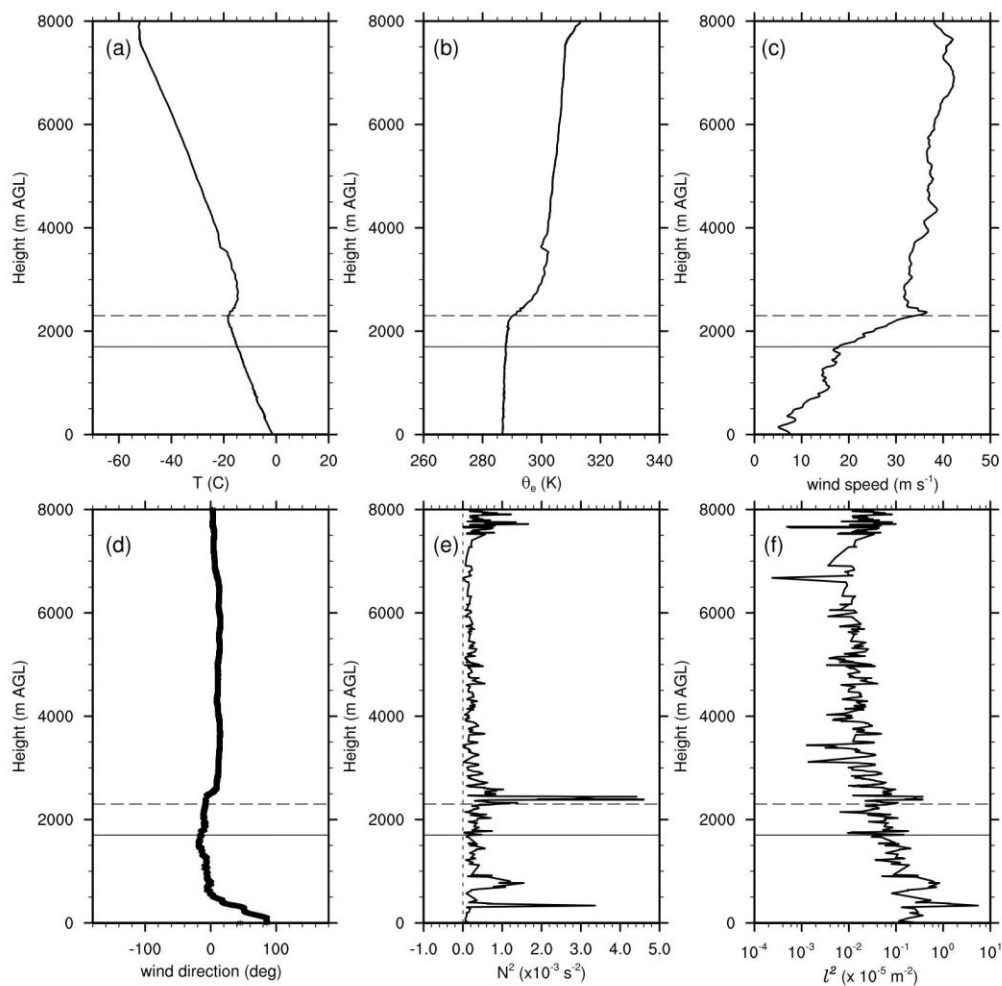


Figure 6: Vertical profiles from the atmospheric sounding launched at 1237 UTC 15 January 2017: (a) air temperature (T), (b) equivalent potential temperature (θ_e), (c) wind speed, (d) wind direction, (e) squared Brunt-Väisälä frequency (N^2) and (f) Scorer parameter (l^2). Solid horizontal black lines mark approximately the crest line altitude (1700 m AGL or 2800 m ASL) and dashed horizontal black lines mark the base of the thermal inversion layer (2300 m AGL or 3400 m ASL).

1009
1010
1011
1012
1013
1014
1015
1016
1017
1018
1019
1020
1021
1022
1023
1024
1025
1026
1027
1028
1029
1030
1031
1032
1033
1034
1035
1036
1037
1038
1039
1040
1041
1042
1043
1044
1045
1046
1047
1048
1049
1050
1051
1052
1053
1054
1055
1056
1057
1058
1059
1060
1061
1062
1063
1064

UTC and finishes around 2100 UTC (Fig. 7 and 8). The horizontal wind abruptly decreases to similar values than on the first period of the day in a deep vertical layer with very low wind velocity from the surface up to 1200 m AGL. A detailed analysis indicates the presence of a southern wind component appearing during 2 hours, from 1700 until 1900 UTC indicating wind reversal, with opposite direction from the wind aloft, and suggesting the formation of a rotor below the mountain wave (red rectangle in Fig. 8a). The SE and S wind component appears in the layers between 150 m and 850 m AGL, therefore 700 m deep. The S counter-flow direction veers from the SE in the layers from 150 to 500 m to S from 500 to 850 m. As we will see in the next sections, the rotor appears to be elevated over the surface.

The vertical wind velocity field also changed over time (Fig. 7b). During the first period, downward motions dominated the flow below the mountain top levels and intermittent updrafts were observed upper levels. Later, after 0900 UTC there is an updraft above the mountain top heights that is reinforced during the afternoon hours, i.e. 1.8 m s^{-1} at 2400 m AGL around 1400 UTC. The maximum updrafts are observed after 1600 UTC, with a maximum of 2.6 m s^{-1} at 1710 UTC at 2250 m AGL, within a deep column of upward vertical motion from 1200 to 4000 m AGL. These continuous measurements of the positive vertical velocities during the afternoon hours are indicating the location of the updraft before the first mountain wave crest over the UHF. In addition, this is the period when the horizontal wind ceases and the south horizontal wind component was observed indicating the presence of a rotor at low levels. As it will be shown in Section 5, the wind profiler may be capturing the returning part of the rotor at low levels and the updraft before the first wave crest above.

In addition, we explore the turbulent kinetic energy (TKE) dissipation rate (ϵ) from the UHF Doppler spectral width measurements (Jacoby-Koaly et al., 2002). This magnitude is a good measure to determine the flow turbulence intensity, and it is useful to locate spatially and temporally the turbulence within the rotor (Fig. 8b). The maximum values of ϵ are located at the time the rotor is formed, between 1600 and 1800 UTC, in the layers between 1000 and 1500 m AGL, at the upper part of the rotor, which is a location of the maximum turbulence similar to previous observational studies of rotors (Kuettner, 1938; Lester and Fingerhut, 1974; Strauss et al., 2015). These results are similar to those found in Doyle and Durran (2002), where the maximum TKE extends from the surface to the top of the rotor along the upstream edge of the first lee wave.

1065
1066
1067
1068
1069
1070
1071
1072
1073
1074
1075
1076
1077
1078
1079
1080
1081
1082
1083
1084
1085
1086
1087
1088
1089
1090
1091
1092
1093
1094
1095
1096
1097
1098
1099
1100
1101
1102
1103
1104
1105
1106
1107
1108
1109
1110
1111
1112
1113
1114
1115
1116
1117
1118
1119
1120

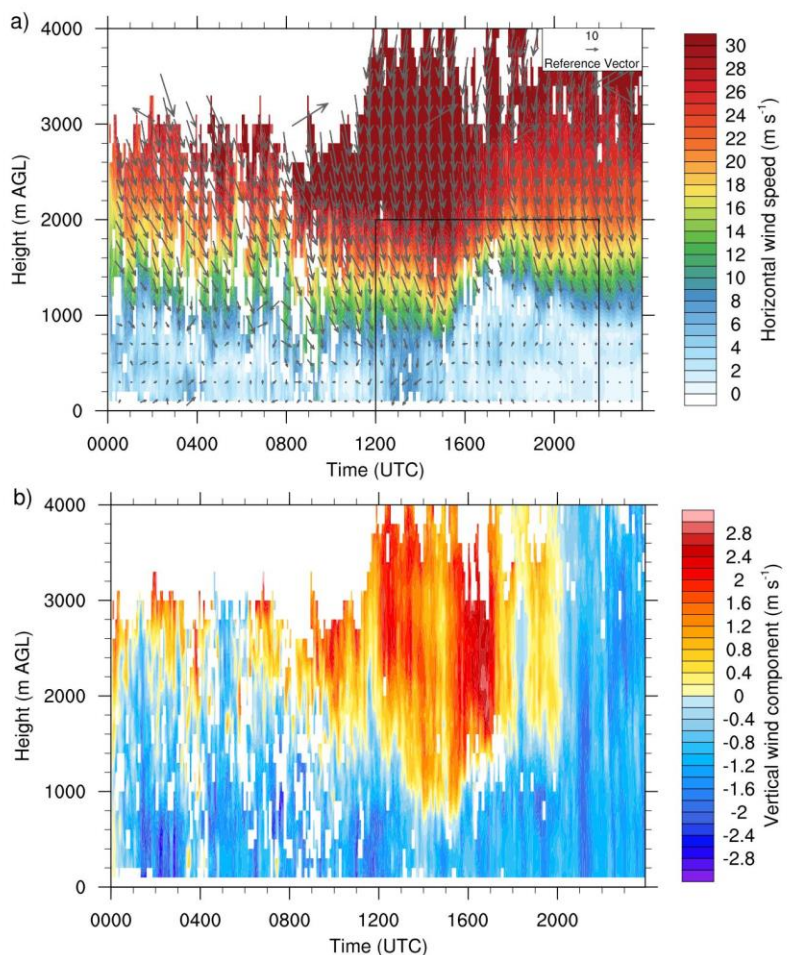


Figure 7: Wind profiler (UHF) evolution recorded during 15 January 2017: (a) horizontal wind velocity (shaded) and horizontal wind vectors (vector); (b) vertical wind velocity. The black square in (a) corresponds to the area plotted in Fig. 8. Time axis is expressed in hours and minutes UTC (hhmm).

1121
1122
1123
1124
1125
1126
1127
1128
1129
1130
1131
1132
1133
1134
1135
1136
1137
1138
1139
1140
1141
1142
1143
1144
1145
1146
1147
1148
1149
1150
1151
1152
1153
1154
1155
1156
1157
1158
1159
1160
1161
1162
1163
1164
1165
1166
1167
1168
1169
1170
1171
1172
1173
1174
1175
1176

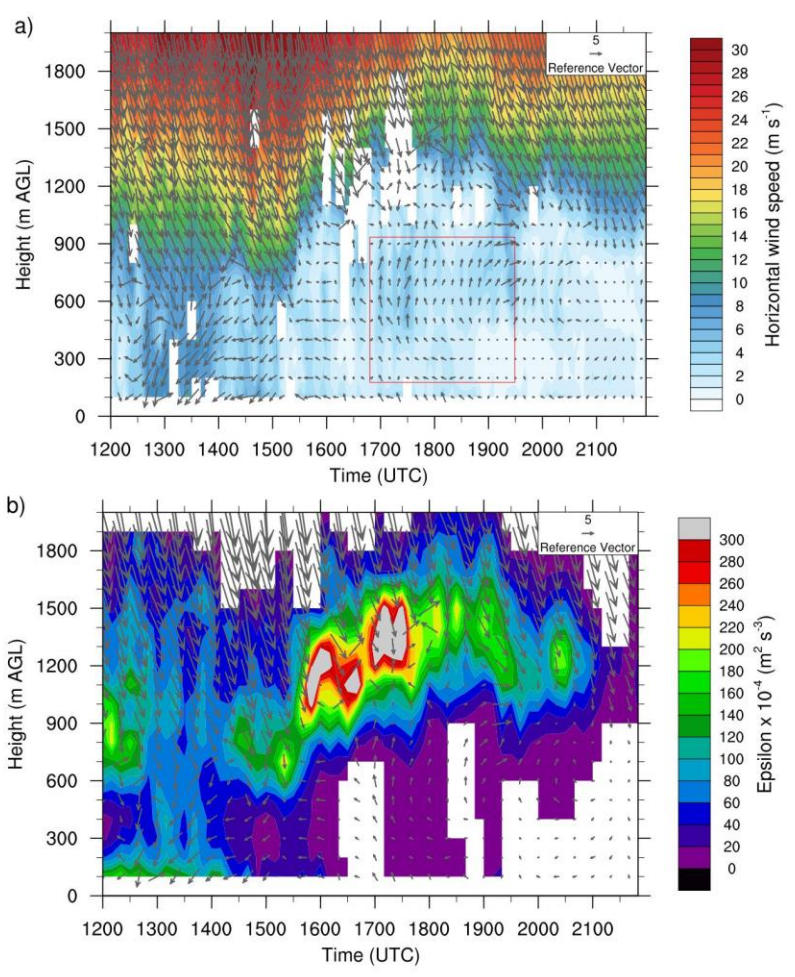


Figure 8: Wind profiler observations from 1200 to 2300 UTC 15 January 2017 showing: (a) horizontal wind velocity (shaded), horizontal wind vectors (vector) and a red square corresponding to the lower returning part of the rotor; (b) TKE dissipation rate ϵ (shaded) and horizontal wind vectors (vector). Time axis is expressed in hours and minutes UTC (hhmm).

4.3 *Micro Rain Radar*

The MRR give us information about the vertical structure and evolution of the precipitation and the Doppler velocity of the hydrometeors above it. The evolution of the radar reflectivity above the MRR is shown in Fig. 9a. During the early morning, until 0900 UTC, relatively high reflectivity values (over 25 dBZ) with several peaks around 0500 and 0600 UTC alternated with lower values (15 to 20 dBZ). According to the Parsivel disdrometer, the particle sizes during the high reflectivity profiles had large diameters (above 10 mm) indicating strong aggregation of the snow particles. The high values of the Doppler spectrum width in the MRR data reveal increased turbulence aloft, which may provide conditions for this aggregation. After 0900 UTC, the reflectivity decreased (around 12 dBZ), and kept relatively constant until the end of the day, except for two short periods, around 0900 UTC and from 1800 to 1830 UTC, when it diminished. Interestingly, the first minimum occurs during the beginning of the morning updraft described earlier and the second minimum matches well with the possible formation of the rotor over the MRR position.

The vertical Doppler velocity is negative close to the valley surface during the whole day but becomes positive above 1000 m AGL during morning hours, from 1000 to 1300 UTC (Fig. 9b). Strong vertical velocities, i.e. values of 2.5 m s^{-1} at 2400 m AGL around 1030 UTC, suggest the location of a strong updraft during several hours over the MRR corresponding to the upstream edge of the lee wave. The Terra satellite image (Fig. 4a) confirms the location of the wave, as the edge of deep cloud band is located over the MRR at that time, where the upward moving air would enhance the cloud vertical development. As the vertical spatial distribution and the magnitudes of the vertical velocities of the MRR are similar to those derived by the UHF during the afternoon, the instruments can be capturing the same wave structure that is located over the MRR during the morning and is moved towards the UHF in the afternoon as will be explained in Section 5. Indeed, the mountain wave remains stationary for a few hours during the morning and the afternoon, but it is displaced in between. This displacement may be attributed to a shortening of the wavelength in the afternoon due to a decrease in the upstream horizontal wind speed (see Fig. 8). In the afternoon, downward motions prevail over the MRR when the rotor is generated (Fig. 13b). The MRR would then be pointing to the wave crest or the beginning of the downdraft just after the wave crest, in the upper layers, above ~ 1500 m AGL. Below this height the downward motions would correspond to the

1233
1234
1235
1236
1237
1238
1239
1240
1241
1242
1243
1244
1245
1246
1247
1248
1249
1250
1251
1252
1253
1254
1255
1256
1257
1258
1259
1260
1261
1262
1263
1264
1265
1266
1267
1268
1269
1270
1271
1272
1273
1274
1275
1276
1277
1278
1279
1280
1281
1282
1283
1284
1285
1286
1287
1288

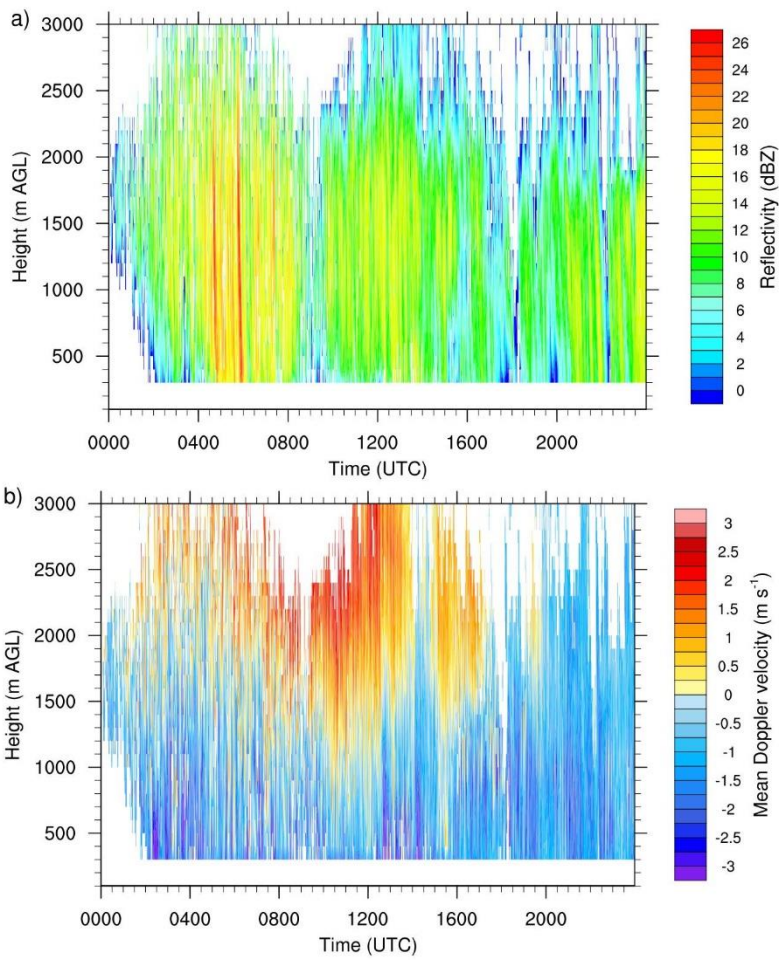


Figure 9: observations recorded during 15 January 2017: (a) radar reflectivity and (b) vertical Doppler velocity. In (b) positive (negative) values indicate upward (downward) motions. Time axis is expressed in hours and minutes UTC (hhmm).

1289
1290
1291
1292
1293
1294
1295
1296 downstream part of the rotor.

1297 1298 *4.4 Scanning wind Doppler lidar*

1299 LIDAR Range Height Indicator (RHI) (vertical) scans were used to ex-
1300 plore the spatial kinematic structure of the air flow when enough backscatter-
1301 ing particles (either solid aerosol or light precipitation particles) were present,
1302 providing line-of-sight Doppler velocity estimates. RHIs were pointing to-
1303 wards a 315° azimuth so that the LIDAR (located in A, see Fig. 1) scanned
1304 towards the UHF radar (at about 2.4 km), quasi-perpendicularly to the main
1305 mountain range, covering maximum heights about 1000 m AGL to explore
1306 the low-level flow characteristics corresponding to the area under the first
1307 wave crest
1308

1309 Fig. 10 shows a clear southeast wind layer observed from 1701 to 1839
1310 UTC. It is located in a layer of about 350 m thick starting about 150 m above
1311 the aerodrome ground level, therefore filling the layer between 150 and 500
1312 m AGL. This wind layer can be part of the counter-flow in the lower part
1313 of a rotor. Below this layer, a weaker northeast wind of about 1 m s^{-1} is
1314 observed. It is likely that this flow would cause the rotor to be lifted above
1315 the ground. The southeast wind is very well established being stronger from
1316 1720 to 1759 UTC, reaching about 5 m s^{-1} at 1730 UTC. In addition, the
1317 horizontal range of the LIDAR reaches its maximum during this period, at
1318 least 2500 m ASL whereas it was less than 2000 m ASL before. This would
1319 be consistent with an increase of atmospheric aerosol content transported by
1320 the rotor when it attained its strongest intensity.
1321
1322

1323 *4.5 Wind RASS-Sodar*

1324 Observations from the Wind RASS (WR) provide information of the ver-
1325 tical flow structure at low layers, from the surface up to 400 m AGL at most.
1326 Wind vectors can be determined only when the acoustic backscatter inten-
1327 sity exceeds a certain threshold and the signal-to-noise ratio for the Doppler
1328 shift is high enough. Therefore, the vertical range of the measurements is
1329 variable and it is often shorter than 400 m - no data heights are shown as
1330 white spaces in Fig. 11).
1331

1332 The profile of the horizontal wind speed evolution (Fig. 11) indicates a
1333 moderate (around 4 m s^{-1}) eastern wind at low levels during the late morning.
1334 Just before 1600 UTC the wind speed decreases over the whole column and
1335 becomes weak and variable. Most important is the southeasterly horizontal
1336 wind prevailing from 1700 to 1800 UTC, between 150 to 300 m AGL (red
1337
1338

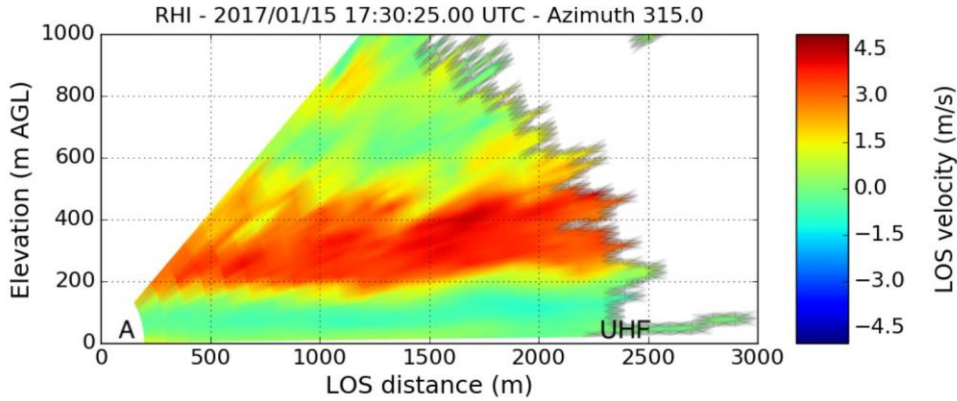


Figure 10: Range Height Indicator (RHI) showing Line-Of-Sight (LOS) velocity in a vertical plane (azimuth 315°) pointing to the UHF direction, retrieved from the scanning wind Doppler lidar located at the aerodrome site A. Positive values (red) indicate scattering particles moving away from the LIDAR (southeast wind) and negative values (blue) mean the opposite (northwest wind).

rectangle in Fig. 11), at the same time as the UHF wind profiler and the LIDAR measured a wind reversal zone (Fig. 8 and Fig. 10). The easterly shift between the wind measured by the WR (southeasterly wind) and by the UHF (south wind) may be due to the different location of both instruments, as the A location location 2.4 km southeast of the UHF location (see Fig. 1). As the rotor is usually a three-dimensional complex system evolving in time (Kühnlein et al., 2013), the structure and direction of the counter-flow may change during the event from one location to another. In addition, the WR measurements confirm that the rotor appears to be elevated from the surface around 150 m, as the flow below that level is much weaker and changing in wind direction, at least during the hours where the rotor is formed.

4.6 Surface stations

Figure 12 shows the time evolution of the 10-m wind speed and wind direction (Fig. 12a, b) and 2-m temperature and relative humidity (Fig. 12c, d) for the automatic weather surface stations A and 8 (see locations in Fig. 1).

During the morning hours the northern strong wind reached the valley surface, although around midday the flow turned to the east, as it is characteristic given the orientation and the shape of the valley (red dots in Fig.

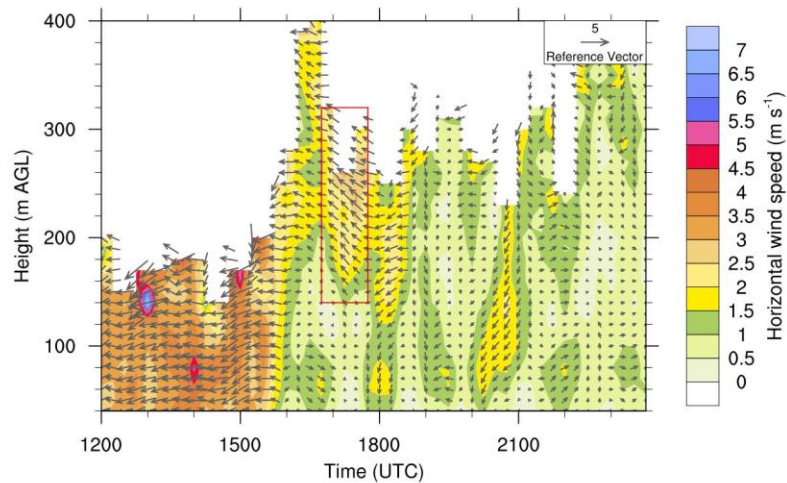


Figure 11: Wind RASS-Sodar (WR) profile evolution of horizontal wind velocity (shaded) and horizontal wind vectors for the 20170115. Note that the vertical range is different from the UHF and MRR. The red rectangle corresponds to the time where the rotor was observed from the UHF. Time axis is expressed in hours and minutes (hhmm).

12a, c). After 1600 UTC, when the elevated rotor is present, the wind at the surface turns very weak and variable, sometimes less than 1 m s^{-1} , a typical behaviour in northern flow events observed during the Cerdanya-2017 campaign given the orientation and shape of the valley (red dots in Fig. 12a, c). After 1600 UTC, when the elevated rotor is present, the surface wind speed becomes very weak and variable, sometimes less than 1 m s^{-1} , so the wind direction is constantly changing (Fig. 12a, c). In addition, this matches with the sunset time, that occurred around 1650 UTC. The temperature decreased 1 degree and the relative humidity increased almost to 100 % after 1600 UTC, showing the transition from daytime to nighttime and the effects of surface radiative cooling (Fig. 12b, d) combined with precipitation (see Fig. 9). As it is expected, the colder the air, the higher the relative humidity. In addition, the turbulence abruptly decreases, as indicated by the smaller fluctuation in the temperature and RH temporal series after 1600 UTC than before that hour (Fig. 12b). This is also confirmed by the evolution of the turbulent kinetic energy (TKE) from an eddy covariance station located at A (not shown).

Therefore, when the rotor is observed elevated from the surface, nighttime light and calm winds dominated the valley surface. Indeed, the rotor could

1457
1458
1459
1460
1461
1462
1463
1464
1465
1466
1467
1468
1469
1470
1471
1472
1473
1474
1475
1476
1477
1478
1479
1480
1481
1482
1483
1484
1485
1486
1487
1488
1489
1490
1491
1492
1493
1494
1495
1496
1497
1498
1499
1500
1501
1502
1503
1504
1505
1506
1507
1508
1509
1510
1511
1512

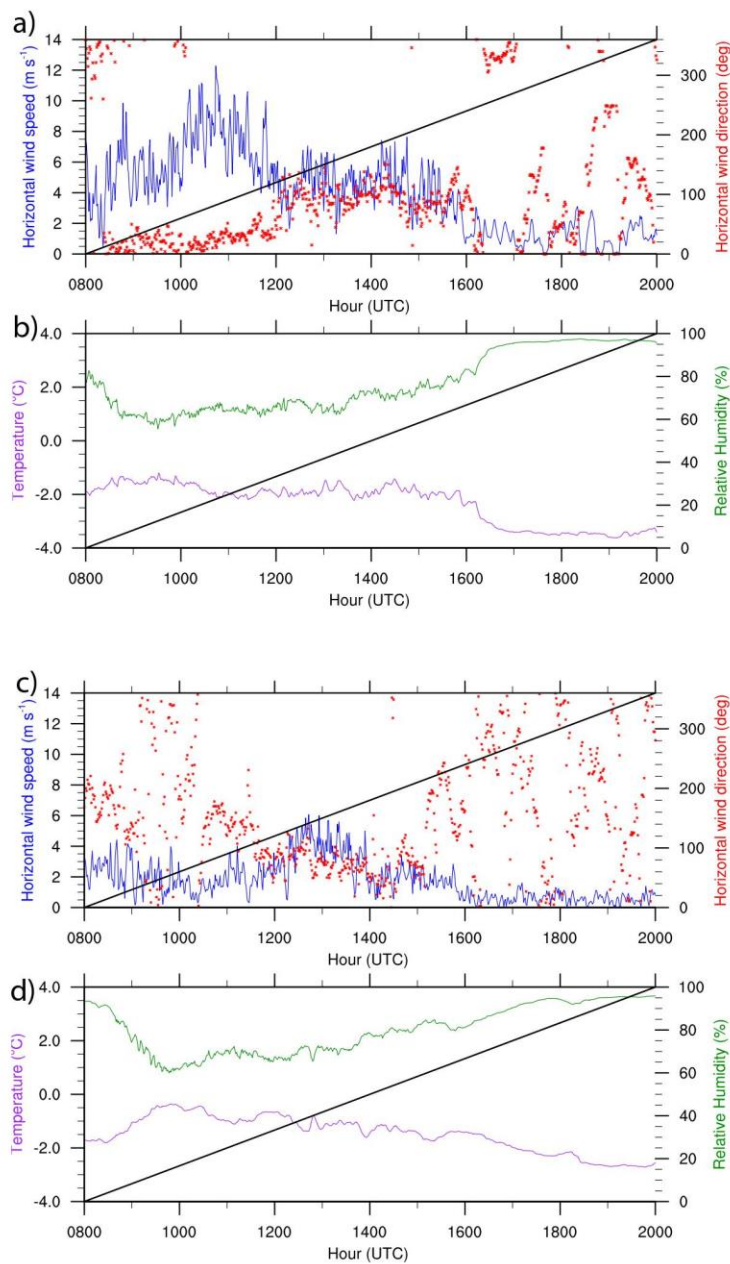


Figure 12: Surface station measurements for the AWS located at A (a, b) and at location point 8 (c, d). Wind speed (blue line) and wind direction (red points) in (a, c) and temperature (purple line) and relative humidity (green line) in (b,d). Time axis is expressed in hours and minutes UTC (hhmm).

1513
1514
1515
1516
1517
1518
1519
1520
1521
1522
1523
1524
1525
1526
1527
1528
1529
1530
1531
1532
1533
1534
1535
1536
1537
1538
1539
1540
1541
1542
1543
1544
1545
1546
1547
1548
1549
1550
1551
1552
1553
1554
1555
1556
1557
1558
1559
1560
1561
1562
1563
1564
1565
1566
1567
1568

have been generated because of the near-surface weak wind conditions, that could have induced the favourable gradients for the rotor circulation.

5 Discussion

After the observational analysis of the measurements given in the previous sections, we are able to depict the time evolution of the general flow structure and the mountain wave and rotor positioning, summarising into two different time periods: morning and afternoon (Fig. 13).

5.1 Evolution of the mountain waves

On 15 January 2017 a northern large scale flow arrived to the Pyrenees and produced mountain waves on its lee side. According the satellite imagery and the RS measurements the mountain waves were vertically propagated above the mountain but no lee wave train was formed, possibly because the downward reflected wave was absorbed by the well mixed boundary layer (Smith et al., 2002). Several observations reveal the non-stationarity of the wave that was displaced from the morning to the afternoon.

During the morning, satellite imagery reveals two deep cloud bands (Fig. 4a) that were precipitating according to the surface stations and weather radar observations with higher intensity under the first cloud band, corresponding to the cap cloud formed upwind of the mountain crest. This cap cloud had the edge over the Puigpedrós peak (purple dot in Fig. 4a) where the convection was reduced, in the downward part of the mountain wave. Then, a shallow low level cloud was covering the valley with a horizontal extension about 10 km, which corresponds to the downdraft of the mountain wave before the wave trough. In terms of wave features, this distance corresponds to half the wavelength, so the wavelength can be estimated as $\lambda \sim 18$ km in the morning mountain wave (Fig. 13a). South to the wave trough, another cloud was present just above the MRR position, at the beginning of the updraft part of the wave before the first wave crest (Fig. 13a). The cloud structure, aligned in the southeast-northwest direction, had a width about 10 km covering the Tosa d'Alp peak (red dot in Fig. 4a). The first updraft before the wave crest was then located over the MRR that measured vertical velocities greater than 3 m s^{-1} , revealing a large amplitude gravity wave (Fig. 13a).

In the afternoon there was a shortening in the wavelength of the mountain wave, as a consequence of the reduced horizontal incident flow showed by the

1569
1570
1571
1572
1573
1574
1575
1576
1577
1578
1579
1580
1581
1582
1583
1584
1585
1586
1587
1588
1589
1590
1591
1592
1593
1594
1595
1596
1597
1598
1599
1600
1601
1602
1603
1604
1605
1606
1607
1608
1609
1610
1611
1612
1613
1614
1615
1616
1617
1618
1619
1620
1621
1622
1623
1624

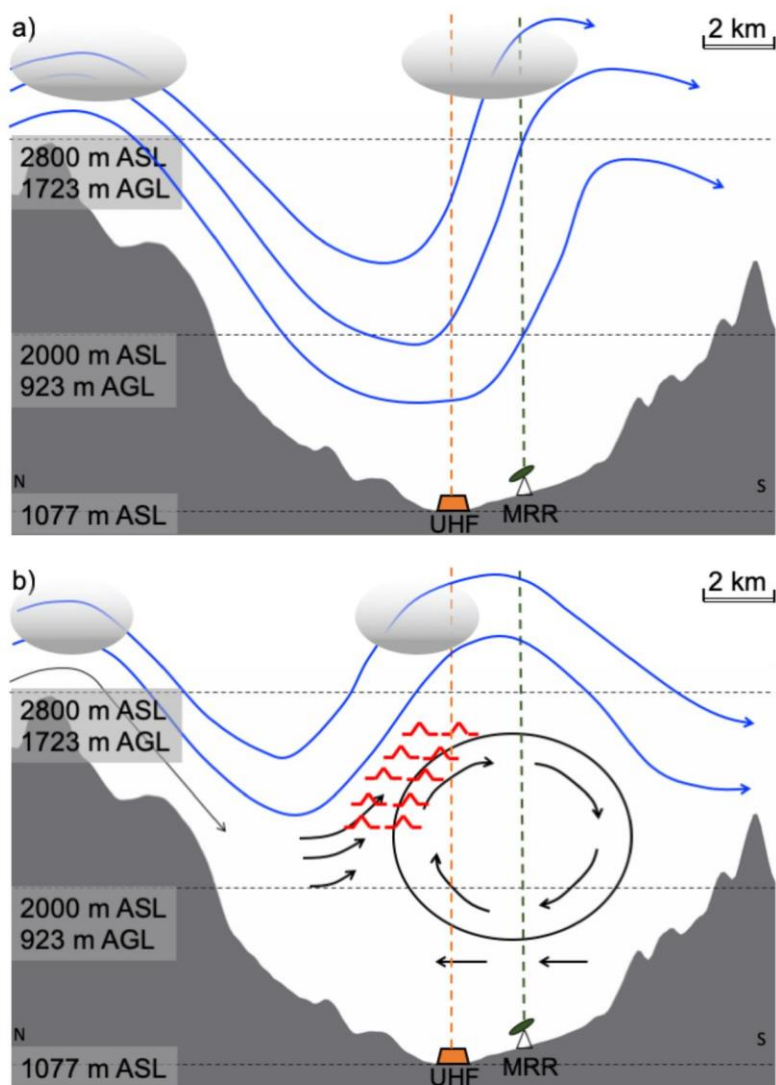


Figure 13: Schematic representation of (a) the lee wave during the morning and (b) the lee wave and rotor location over the valley during the afternoon. Red symbols in (b) indicate the presence of moderate turbulence. The underlying terrain shape corresponds to the cross section marked in Fig. 1, north (N) at the left and south (S) at the right, that is the cross section following the horizontal wind direction measured by the UHF at 1500 m AGL at 1700 UTC.

1625
1626
1627
1628
1629
1630
1631
1632 UHF measurements (Fig. 7a). Indeed, from the evolution of the vertical wind
1633 speed according to the MRR and the UHF we can infer the displacement of
1634 the wave as a consequence of the wavelength shortening in the afternoon.
1635 The first updraft before the wave crest was then located over the UHF,
1636 with relatively strong vertical velocities above 1500 m AGL, similarly than
1637 observed over the MRR during the morning. Following the conceptual picture
1638 in Fig. 13b, during the afternoon a reduced amplitude mountain wave with
1639 $\lambda \sim 14$ km can be estimated, when the rotor could be formed underneath
1640 the mountain wave.
1641

1642 *5.2 Rotor structure*

1643

1644 During the morning, the gravity wave positioned as indicated in Fig. 13a
1645 did not allow the rotor to be generated because the second mountain ridge
1646 was located beneath the wave crest, as the wavelength was similar to the ex-
1647 tension of the valley ($\lambda \sim 18$ km). Then, the valley was dominated by strong
1648 northern winds although the first hundred meters above the ground were
1649 often disconnected from the layers above, mainly when the local circulations
1650 prevailed.
1651

1652 In the afternoon the rotor was formed under the wave crest, when the
1653 horizontal wind decreased and the wavelength was reduced (Fig. 13b), un-
1654 derneath the mountain wave, below the temperature inversion. According to
1655 the LIDAR, WR measurements and surface stations data, the rotor seemed
1656 to be elevated from the surface, with the base of the recirculating flow at
1657 around 150 m. The rotor is evidenced by the southern horizontal flow re-
1658 vealed by the UHF at layers between 150 and 850 m above ground, by the
1659 LIDAR vertical plan and by the WR vertical profiles only at lower layers, be-
1660 tween 150 and 500 m AGL. According to Fig. 13b, the horizontal extension
1661 of the rotor can be approximated as a radius of 2 or 3 km, while the vertical
1662 would be shorter, a radius of 1 or 2 km. However, several smaller rotors and
1663 subrotors can be present within this big rotor as discussed in previous studies
1664 (Doyle and Durran, 2007; Doyle et al., 2009). In addition, the large TKE
1665 dissipation rate values observed over the UHF when the rotor was formed,
1666 indicate the turbulence enhancement in the area corresponding to the up-
1667 stream edge of the lee wave (see red symbols in Fig. 13b), in agreement with
1668 previous research (Doyle and Durran, 2007; Cohn et al., 2011; Strauss et al.,
1669 2016). This rotor was transient, formed during few hours, between 1700 and
1670 1900 UTC, similar to the case described by Kühnlein et al. (2013).
1671
1672
1673
1674

1681
1682
1683
1684
1685
1686
1687
1688
1689
1690
1691
1692
1693
1694
1695
1696
1697
1698
1699
1700
1701
1702
1703
1704
1705
1706
1707
1708
The situation during the afternoon is then similar to what is described as 'transient mountain waves and rotor' in Strauss et al. (2016) (their Scenario D), where the flow in the valley is mainly dominated by the mountain wave induced circulation, favoured by the weak and variable winds close to the surface, established over the valley during the sunset hours (Fig. 13b). In that sense, the formation of the rotor can be also related to the fact that the valley flows stopped with the sunset and the calm winds allowed the mountain-wave induced circulation over the valley. In addition, we think that the presence of the second mountain range could induce the mountain-wave circulation and the associated rotor when it was formed. In contrast, the second ridge could have been an obstacle for the development of the rotor during the morning hours. The different depth of the rotor counter-flow between the UHF and the LIDAR data might be related to the three-dimensional structure of the rotor, which is still uncertain and cannot be inferred only using these measurements. The influence of the nighttime drainage winds from the surrounding smaller valleys, such as La Molina valley at the southeast (Conangla et al., 2018), might also favour the counter-flow of the rotor. This needs to be further investigated using larger range observations and meteorological model simulations.

1709
1710
1711
1712
1713
1714
1715
On the other hand, according to the MRR measured reflectivity, the presence of the rotor does not seem to affect substantially the precipitation intensity at ground level. However, the influence of moisture and precipitation intensity on the wave-rotor system and viceversa is an another interesting feature that needs to be addressed in the future.

1716 **6 Summary and conclusions**

1717
1718
1719
1720
1721
1722
1723
1724
1725
1726
In this work we have presented the first results of the Cerdanya-2017 field experiment focussing on the analysis of an elevated rotor associated to a mountain wave event accompanied by heavy snowfall precipitation. Measurements from instrumentation deployed in Cerdanya valley supported by satellite and radar imagery have revealed the presence of mountain waves over the valley on 15 January 2017. An associated rotor underneath the first lee wave is observed through ground based wind measurements from a UHF wind profiler, a Micro Rain Radar, a LIDAR and a Wind RASS-Sodar.

1727
1728
1729
1730
A vertically propagating mountain wave was formed over the Cerdanya valley. The continuous wind measurements have allowed to depict the evolution of the mountain wave, with greater wavelength during the morning

1737
1738
1739
1740
1741
1742
1743
1744
1745
1746
1747
1748
1749
1750
1751
1752
1753
1754
1755
1756
1757
1758
1759
1760
 $\lambda \sim 18$ km, and shortened during the afternoon $\lambda \sim 14$ km. This estimate was based on satellite imagery and vertical wind component data measured from the UHF wind profiler and from MRR observations in different locations. The rotor associated with the mountain wave was observed during 2-3 hours in the afternoon when the mountain wave wavelength was shorter than in the morning and the second wave crest was aligned with the second ridge of the valley. According to the surface stations, nighttime light and calm winds dominated the surface when the rotor was formed, which could have helped the development of the rotor circulation and kept the rotor elevated from the surface. The observed rotor had a radius of about 2 km in the horizontal, possibly a little shorter in the vertical. The most turbulent area within the rotor was located at the upstream edge of the wave, where strong shear and TKE dissipation rate was observed. The lower part of the rotor counter-flow was located around 150 m above the surface, disconnected from the surface weak flows.

1761
1762
1763
1764
1765
1766
1767
1768
1769
1770
1771
Although the main features of the mountain waves and the rotor are identified, future investigation is needed in order to address the three-dimensional structure of the rotor and the interaction with other flows close to the ground or valley circulations. Numerical modelling can be a useful tool to address this issues, not only mesoscale models but also LES models in order to resolve the turbulence generated within the rotor. In addition, further research is needed in order to explore the influence of the rotor in the precipitation intensity and distribution.

1772 **Acknowledgements**

1773
1774
1775
1776
1777
1778
1779
1780
1781
1782
1783
1784
1785
1786
1787
1788
1789
1790
1791
1792
The Cerdanya-2017 field campaign is a research effort organised by the University of the Balearic Islands, the University of Barcelona, METEO-FRANCE and the Meteorological Service of Catalonia. It is funded by the Spanish projects CGL2015-65627-C3-1-R, CGL2015-65627-C3-2-R (MINECO / FEDER) and CGL2016-81828-REDT, by the Meteorological Service of Catalonia and by METEO-FRANCE. We thank METEO-FRANCE/CNRM/GMEI/LISA, 4M and TRAMM teams for the data acquisition and Anna del Moral and Tiphaine Sabatier for their help processing satellite and LIDAR data respectively.

1793
1794
1795
1796
1797
1798
1799
1800 **Bibliography**

- 1801 Adirosi, E., Baldini, L., Roberto, N., Gatlin, P., Tokay, A., 2016. Improve-
1802 ment of vertical profiles of raindrop size distribution from micro rain radar
1803 using 2D video disdrometer measurements. *Atmospheric Research* 169,
1804 404–415.
1805
1806 Ágústsson, H., Ólafsson, H., 2014. Simulations of observed lee waves and
1807 rotor turbulence. *Monthly Weather Review* 142 (2), 832–849.
1808
1809 Altube, P., Bech, J., Argemí, O., Rigo, T., Pineda, N., 2016. Intercomparison
1810 and potential synergies of three methods for weather radar antenna point-
1811 ing assessment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 33 (2),
1812 331–343.
1813
1814 Altube, P., Bech, J., Argemí, O., Rigo, T., Pineda, N., Collis, S., Helmus,
1815 J., 2017. Correction of dual-PRF doppler velocity outliers in the presence
1816 of aliasing. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 34 (7), 1529–
1817 1543.
1818
1819 Barry, R. G., 1992. *Mountain, weather and climate*. Psychology Press.
1820
1821 Bech, J., Codina, B., Lorente, J., Bebbington, D., 2003. The sensitivity of
1822 single polarization weather radar beam blockage correction to variability
1823 in the vertical refractivity gradient. *Journal of Atmospheric and Oceanic*
1824 *Technology* 20 (6), 845–855.
1825
1826 Bech, J., Pineda, N., Rigo, T., Aran, M., 2013. Remote sensing analysis
1827 of a mediterranean thundersnow and low-altitude heavy snowfall event.
1828 *Atmospheric Research* 123, 305–322.
1829
1830 Bougeault, P., Benech, B., Bessemoulin, P., Carissimo, B., Clar, A. J., Pelon,
1831 J., Petitdidier, M., Richard, E., 1997. PYREX: A summary of findings.
1832 *Bulletin of the American Meteorological Society* 78 (4), 637–650.
1833
1834 Bougeault, P., Binder, P., Buzzi, A., Dirks, R., Kuettner, J., Houze, R.,
1835 Smith, R., Steinacker, R., Volkert, H., 2001. The MAP special observing
1836 period. *Bulletin of the American Meteorological Society* 82 (3), 433–462.
1837
1838 Bougeault, P., Jansa Clar, A., Benech, B., Carissimo, B., Pelon, J., Richard,
1839 E., 1990. Momentum budget over the Pyrénées: The PYREX experiment.
1840 *Bulletin of the American Meteorological Society* 71, 806–818.
1841
1842
1843
1844
1845
1846
1847
1848

- 1849
1850
1851
1852
1853
1854
1855
1856
1857
1858
1859
1860
1861
1862
1863
1864
1865
1866
1867
1868
1869
1870
1871
1872
1873
1874
1875
1876
1877
1878
1879
1880
1881
1882
1883
1884
1885
1886
1887
1888
1889
1890
1891
1892
1893
1894
1895
1896
1897
1898
1899
1900
1901
1902
1903
1904
- Cohn, S. A., Grubišić, V., Brown, W. O., 2011. Wind profiler observations of mountain waves and rotors during T-REX. *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 50.
- Conangla, L., Cuxart, J., Jiménez, M. A., Martínez-Villagrasa, D., Miró, J. R., Tabarelli, D., Zardi, D., 2018. Cold-air pool evolution in a wide Pyrenean valley. *International Journal of Climatology* 38 (6), 2852–2865.
- Darby, L. S., Poulos, G. S., 2006. The evolution of lee-wave-rotor activity in the lee of Pike’s Peak under the influence of a cold frontal passage: Implications for aircraft safety. *Monthly Weather Review* 134 (10), 2857–2876.
- de la Torre, A., Pessano, H., Hierro, R., Santos, J., Llamedo, P., Alexander, P., 2015. The influence of topography on vertical velocity of air in relation to severe storms near the Southern Andes Mountains. *Atmospheric Research* 156, 91–101.
- Doyle, J. D., Durran, D. R., 2002. The dynamics of mountain-wave-induced rotors. *Journal of the Atmospheric Sciences* 59 (2), 186–201.
- Doyle, J. D., Durran, D. R., 2007. Rotor and subrotor dynamics in the lee of three-dimensional terrain. *Journal of the Atmospheric Sciences* 64 (12), 4202–4221.
- Doyle, J. D., Grubišić, V., Brown, W. O., De Wekker, S. F., Dörnbrack, A., Jiang, Q., Mayor, S. D., Weissmann, M., 2009. Observations and numerical simulations of subrotor vortices during T-REX. *Journal of the Atmospheric Sciences* 66 (5), 1229–1249.
- Durran, D. R., 2003. Lee waves and mountain waves. *The Encyclopedia of the Atmospheric Sciences*.
- Esteban, P., Jones, P. D., Martín-Vide, J., Mases, M., 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology* 25 (3), 319–329.
- Gohm, A., Mayr, G., 2004. Hydraulic aspects of föhn winds in an Alpine valley. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130 (597), 449–480.

- 1905
1906
1907
1908
1909
1910
1911
1912 Gohm, A., Mayr, G. J., Fix, A., Giez, A., 2008. On the onset of bora and the
1913 formation of rotors and jumps near a mountain gap. *Quarterly Journal of*
1914 *the Royal Meteorological Society* 134 (630), 21–46.
- 1915
1916 Grubišić, V., Doyle, J. D., Kuettner, J., Dirks, R., Cohn, S. A., Pan, L. L.,
1917 Mobbs, S., Smith, R. B., Whiteman, C. D., Czyzyk, S., et al., 2008. The
1918 terrain-induced rotor experiment: A field campaign overview including
1919 observational highlights. *Bulletin of the American Meteorological Society*
1920 89 (10), 1513–1533.
- 1921
1922 Grubišić, V., Lewis, J. M., 2004. Sierra Wave Project revisited: 50 years
1923 later. *Bulletin of the American Meteorological Society* 85 (8), 1127–1142.
- 1924
1925 Grubišić, V., Stiperski, I., 2009. Lee-wave resonances over double bell-shaped
1926 obstacles. *Journal of the Atmospheric Sciences* 66 (5), 1205–1228.
- 1927
1928 Guénard, V., Drobinski, P., Caccia, J., Tedeschi, G., Currier, P., 2006. Dy-
1929 namics of the MAP IOP 15 severe Mistral event: Observations and high-
1930 resolution numerical simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorolo-*
1931 *gical Society: A journal of the atmospheric sciences, applied meteorology*
1932 *and physical oceanography* 132 (616), 757–777.
- 1933
1934 Heller, R., Voigt, C., Beaton, S., Dörnbrack, A., Giez, A., Kaufmann, S.,
1935 Mallaun, C., Schlager, H., Wagner, J., Young, K., et al., 2017. Moun-
1936 tain waves modulate the water vapor distribution in the utls. *Atmospheric*
1937 *Chemistry & Physics* 17 (24).
- 1938
1939 Hertenstein, R. F., Kuettner, J. P., 2005. Rotor types associated with steep
1940 lee topography: Influence of the wind profile. *Tellus A* 57 (2), 117–135.
- 1941
1942 Hoinka, K. P., 1984. Observations of a mountain-wave event over the pyrenees.
1943 *Tellus A* 36 (4).
- 1944
1945 Hoinka, K. P., 1986. Corrigendum. observations of a mountain-wave event
1946 over the pyrenees. *Tellus A* 38 (1).
- 1947
1948 Holmboe, J., Klieforth, H., 1957. Investigation of mountain lee waves and
1949 the air flow over the sierra nevada. Tech. rep., CALIFORNIA UNIV LOS
1950 ANGELES.
- 1951
1952
1953
1954

1961
1962
1963
1964
1965
1966
1967
1968
1969
1970
1971
1972
1973
1974
1975
1976
1977
1978
1979
1980
1981
1982
1983
1984
1985
1986
1987
1988
1989
1990
1991
1992
1993
1994
1995
1996
1997
1998
1999
2000
2001
2002
2003
2004
2005
2006
2007
2008
2009
2010
2011
2012
2013
2014
2015
2016

- Houze Jr., R. A., 2012. Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics* 50 (1).
- Jacoby-Koaly, S., Campistron, B., Bernard, S., Bénech, B., Ardhuin-Girard, F., Dessens, J., Dupont, E., Carissimo, B., 2002. Turbulent dissipation rate in the boundary layer via UHF wind profiler Doppler spectral width measurements. *Boundary-Layer Meteorology* 103 (3), 361–389.
- Jiang, Q., Doyle, J. D., Smith, R. B., 2006. Interaction between trapped waves and boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences* 63 (2), 617–633.
- Jiménez-Esteve, B., Udina, M., Soler, M., Pepin, N., Miró, J., 2018. Land use and topography influence in a complex terrain area: A high resolution mesoscale modelling study over the Eastern Pyrenees using the WRF model. *Atmospheric Research* 202 (Supplement C), 49 – 62.
- Kingsmill, D. E., Persson, P. O. G., Haimov, S., Shupe, M. D., 2016. Mountain waves and orographic precipitation in a northern colorado winter storm. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142 (695), 836–853.
- Knigge, C., Etling, D., Paci, A., Eiff, O., 2010. Laboratory experiments on mountain-induced rotors. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 136 (647), 442–450.
URL <http://dx.doi.org/10.1002/qj.564>
- Kuettner, J., 1938. Moazagotl und föhnwelle (moazagotl and foehn wave). *Beitr. Phys. Atmos.* 1 (25), 79–114.
- Kühnlein, C., Dörnbrack, A., Weissmann, M., 2013. High-resolution doppler lidar observations of transient downslope flows and rotors. *Monthly Weather Review* 141 (10), 3257–3272.
- Kurz, M., 1998. *Synoptic Meteorology: Second Completely Revised Edition.* Deutscher Wetterdienst.
- Lemus-Canovas, M., Lopez-Bustins, J. A., Trapero, L., Martin-Vide, J., 2019. Combining circulation weather types and daily precipitation modelling to derive climatic precipitation regions in the Pyrenees. *Atmospheric Research* 220, 181–193.

2017
2018
2019
2020
2021
2022
2023
2024
2025
2026
2027
2028
2029
2030
2031
2032
2033
2034
2035
2036
2037
2038
2039
2040
2041
2042
2043
2044
2045
2046
2047
2048
2049
2050
2051
2052
2053
2054
2055
2056
2057
2058
2059
2060
2061
2062
2063
2064
2065
2066
2067
2068
2069
2070
2071
2072

- Lester, P. F., Fingerhut, W. A., 1974. Lower turbulent zones associated with mountain lee waves. *Journal of Applied Meteorology* 13 (1), 54–61.
- Löffler-Mang, M., Joss, J., 2000. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 17 (2), 130–139.
- Löffler-Mang, M., Kunz, M., Schmid, W., 1999. On the performance of a low-cost K-band Doppler radar for quantitative rain measurements. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 16 (3), 379–387.
- Maahn, M., Kollias, P., 2012. Improved Micro Rain Radar snow measurements using Doppler spectra post-processing. *Atmospheric Measurement Techniques* 5 (11), 2661–2673.
- Markowski, P., Richardson, Y., 2011. *Mesoscale meteorology in midlatitudes*. Vol. 2. John Wiley & Sons.
- Miró, J. R., Peña, J. C., Pepin, N., Sairouni, A., Aran, M., 2017. Key features of cold-air pool episodes in the northeast of the Iberian Peninsula (Cerdanya, eastern Pyrenees). *International Journal of Climatology* 38 (3), 1105–1115.
- Mobbs, S., Vosper, S., Sheridan, P., Cardoso, R., Burton, R., Arnold, S., Hill, M., Horlacher, V., Gadian, A., 2005. Observations of downslope winds and rotors in the Falkland islands. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131 (605), 329–351.
- Paci, A., Staquet, C., et al., 2016. The Passy-2015 field experiment: atmospheric dynamics and air quality in the Arve River Valley. *Pollution atmosphérique*, 231–232.
- Sabatier, T., Paci, A., Canut, G., Llargeron, Y., Dabas, A., Donier, J., T., D., 2018. Wintertime local wind dynamics from scanning Doppler lidar and air quality in the Arve River valley. Submitted to *Atmosphere*.
- Sachsperger, J., Serafin, S., Grubišić, V., 2016. Dynamics of rotor formation in uniformly stratified two-dimensional flow over a mountain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 142 (696), 1201–1212.

2073
2074
2075
2076
2077
2078
2079
2080
2081
2082
2083
2084
2085
2086
2087
2088
2089
2090
2091
2092
2093
2094
2095
2096
2097
2098
2099
2100
2101
2102
2103
2104
2105
2106
2107
2108
2109
2110
2111
2112
2113
2114
2115
2116
2117
2118
2119
2120
2121
2122
2123
2124
2125
2126
2127
2128

- Schneider, A., Wagner, J., Söder, J., Gerding, M., Lübken, F.-J., 2017. Case study of wave breaking with high-resolution turbulence measurements with litos and wrf simulations. *Atmospheric Chemistry & Physics* 17 (12).
- Scorer, R., 1949. Theory of waves in the lee of mountains. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 75 (323), 41–56.
- Smith, R. B., 1989. Hydrostatic airflow over mountains. *Advances in Geophysics* 31, 1–41.
- Smith, R. B., 2007. Interacting mountain waves and boundary layers. *Journal of the Atmospheric Sciences* 64 (2), 594–607.
- Smith, R. B., Doyle, J. D., Jiang, Q., Smith, S. A., 2007. Alpine gravity waves: Lessons from MAP regarding mountain wave generation and breaking. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 133 (625), 917–936.
- Smith, R. B., Jiang, Q., Doyle, J. D., 2006. A theory of gravity wave absorption by a boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences* 63 (2), 774–781.
- Smith, R. B., Skubis, S., Doyle, J. D., Broad, A. S., Kiemle, C., Volkert, H., 2002. Mountain waves over Mont Blanc: Influence of a stagnant boundary layer. *Journal of the Atmospheric Sciences* 59 (13), 2073–2092.
- Stiperski, I., Grubišić, V., 2011. Trapped lee wave interference in the presence of surface friction. *Journal of the Atmospheric Sciences* 68 (4), 918–936.
- Stiperski, I., Serafin, S., Paci, A., Ágústsson, H., Belleudy, A., Calmer, R., Horvath, K., Knigge, C., Sachsperger, J., Strauss, L., et al., 2017. Water tank experiments on stratified flow over double mountain-shaped obstacles at high-reynolds number. *Atmosphere* 8 (1), 13.
- Strauss, L., Serafin, S., Grubišić, V., 2016. Atmospheric rotors and severe turbulence in a long deep valley. *Journal of the Atmospheric Sciences* 73 (4), 1481–1506.
- Strauss, L., Serafin, S., Haimov, S., Grubišić, V., 2015. Turbulence in breaking mountain waves and atmospheric rotors estimated from airborne in situ and Doppler radar measurements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 141 (693), 3207–3225.

- 2129
2130
2131
2132
2133
2134
2135
2136
2137
2138
2139
2140
2141
2142
2143
2144
2145
2146
2147
2148
2149
2150
2151
2152
2153
2154
2155
2156
2157
2158
2159
2160
2161
2162
2163
2164
2165
2166
2167
2168
2169
2170
2171
2172
2173
2174
2175
2176
2177
2178
2179
2180
2181
2182
2183
2184
- Trapero, L., Bech, J., Duffourg, F., Esteban Veà, P., Lorente, J., 2013a. Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Natural Hazards And Earth System Sciences*, 2013, vol. 13, p. 2969-2990.
- Trapero, L., Bech, J., Lorente, J., 2013b. Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: Analysis of orographic effects. *Atmospheric Research* 123, 368–383.
- Trapero, L., Bech, J., Rigo, T., Pineda, N., Forcadell, D., 2009. Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia radar network. *Atmospheric Research* 93 (1), 408–418.
- Tridon, F., Van Baelen, J., Pointin, Y., 2011. Aliasing in Micro Rain Radar data due to strong vertical winds. *Geophysical Research Letters* 38 (2).
- Udina, M., Soler, M. R., Sol, O., 2017. A modeling study of a trapped lee-wave event over the Pyrénées. *Monthly Weather Review* 145 (1), 75–96.
- Valenzuela, R. A., Kingsmill, D. E., 2017. Terrain-trapped airflows and orographic rainfall along the coast of northern california. Part I: Kinematic characterization using a wind profiling radar. *Monthly Weather Review* 145 (8), 2993–3008.
- Valenzuela, R. A., Kingsmill, D. E., 2018. Terrain-trapped airflows and orographic rainfall along the coast of northern california. Part II: Horizontal and vertical structures observed by a scanning doppler radar. *Monthly Weather Review* 146 (8), 2381–2402.
- Vosper, S., 2004. Inversion effects on mountain lee waves. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130 (600), 1723–1748.
- Worthington, R., 2017. The atmosphere under the waves: forgotten meteorology from nazi germany. *Weather* 72 (8), 226–233.

1 *Article*

2 **Decoupling between precipitation processes and** 3 **mountain wave induced circulations observed with a** 4 **vertically pointing K-band Doppler radar**

5 **Sergi Gonzalez** ^{1,2*}, **Joan Bech** ², **Mireia Udina** ², **Bernat Codina** ², **Alexandre Paci** ³ and **Laura**
6 **Trapero** ⁴

7 ¹ DT Catalonia, AEMET, Barcelona, Spain

8 ² Department of Applied Physics-Meteorology, University of Barcelona, Barcelona, Spain

9 ³ Centre National de Recherches Météorologiques, METEO-FRANCE, CNRS, Toulouse, France

10 ⁴ Snow and Mountain Research Center of Andorra, Institut d'Estudis Andorrans (CENMA-IEA), Andorra la
11 Vella, Andorra

12 * Correspondence: sgonzalezh@aemet.es

13 Received: date; Accepted: date; Published: date

14 **Abstract:** Recent studies reported that precipitation and mountain waves induced low
15 tropospheric level circulations may be decoupled or masked by greater spatial scale variability
16 despite generally there is a connection between microphysical processes of precipitation and
17 mountain driven air flows. In this paper we analyze two periods of a winter storm in the Eastern
18 Pyrenees mountain range (NE Spain) with different kinematic structures and low-level turbulence
19 as revealed by Micro Rain Radar (K-band), microwave radiometer and Parsivel disdrometer data
20 during the Cerdanya-2017 field campaign. We find that kinematic structures do not affect neither
21 the snow crystal riming or aggregation along the vertical column nor the surface particle size
22 distribution of the snow. This study illustrates that under certain conditions precipitation profiles
23 and mountain induced circulations may be decoupled which can be very relevant for either
24 ground-based or spaceborne remote sensing of precipitation.

25 **Keywords:** MRR; Parsivel disdrometer; orographic precipitation; mountain waves; rotor; winter
26 storm; Pyrenees

28 **1. Introduction**

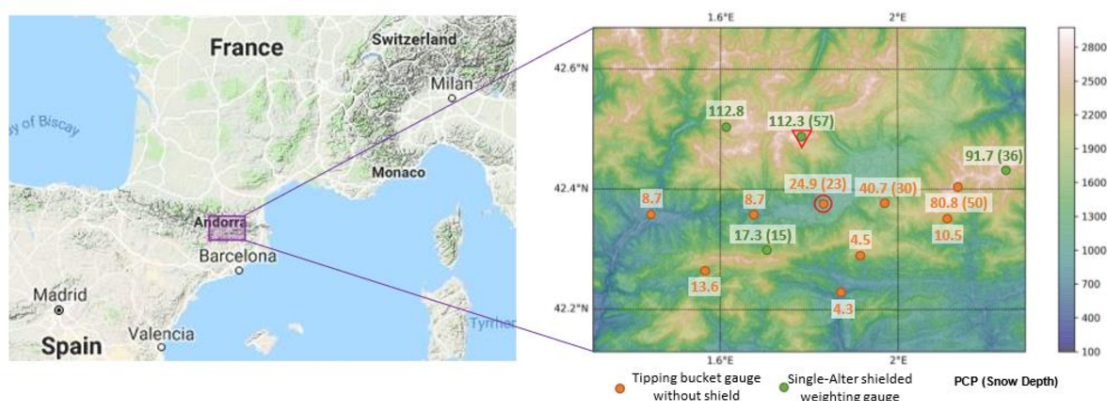
29 Mountains are a major factor in precipitation modification at local and global scales [1]. As
30 precipitating clouds interact with mountains, subsequent precipitation patterns may be deeply
31 influenced by the terrain variability. Local-scale mountain circulations have evidenced to influence
32 the microphysical processes that determine the precipitation particle size distribution (PSD)
33 reaching the ground. For example, examining field observations from the MAP [2] and IMPROVE
34 [3] campaigns it has been found that stable baroclinic systems passing over mountains frequently
35 produce a vertical wind shear layer over the windward slope of the mountain [4]. Using radar
36 observations, it has been observed that the turbulence and small updraughts produced inside the
37 shear layer enhance ice riming and raindrop coalescence that contributes to the growth of
38 precipitation particles [5,6]. However, during a winter observational campaign, Kingsmill et al. [7]
39 observed a vertically propagating mountain wave forced by the Park Range (northern Colorado)
40 using an airborne vertically pointing W-band (95GHz) Doppler radar. They studied 10-minutely
41 spaced cross-sections across the barrier and did not find evidence of impact of the
42 mountain-wave circulations in the precipitation patterns. Their results suggested that, due to the
43 complex nature of the interaction in which many scales might be interacting, it would be necessary
44 to employ different types of observations to further analyse this apparent disconnection between
45 mountain-waves and precipitation processes.

46 To address this issue, in this paper we study the relation between orographic precipitation and
 47 leeward vertically propagating motions forced by the Pyrenees mountain range at different
 48 temporal scales from minutes to hours using a vertically pointing Micro Rain Radar, a Parsivel laser
 49 disdrometer and other instrumentation set in the Cerdanya-2017 (C2017) field campaign [8,9]. Our
 50 initial hypothesis is that mountain circulations modify precipitation features when large scale
 51 variability of the precipitation does not hamper the identification of small-scale interactions.
 52 Instrumentation used in the study is briefly described in Section 2. In Section 3 we describe the
 53 snowfall event analysed showing how the large-scale variability is the main source of PSD
 54 fluctuations. To isolate the mountain induced atmospheric circulations and associated kinematic
 55 structures, two periods with minor variability among them are selected and analysed in Section 4.
 56 The conclusions obtained are drawn in Section 5.

57 2. Data and Methods

58 2.1. Rain Gauges

59 Solid precipitation for the region of study was measured by the C2017 field campaign
 60 automatic weather station network (AWS), consisting in a selection of the AWS of the four different
 61 rain gauge networks managed by the Spanish Meteorological Service (AEMET), Meteorological
 62 Service of Catalonia (SMC), Andorran Study Institute (CENMA) and an ad-hoc network provided
 63 by French Meteorological Service (Météo-France). As it is well known, AWS tend to underestimate
 64 solid precipitation, especially when the wind is strong [10,11]. The measures presented in Figure 1
 65 have been corrected using the transference functions developed by Buisan et al. [12] for
 66 tipping-bucket gauges and by Kochendorfer et al. [13] for single-Alter-shielded weighting gauges.



67
 68 **Figure 1.** Location of the study area (left panel) and accumulated precipitation (mm) and snow
 69 depth increment (cm) (in parentheses, if available) from January 15 to 16 2017 (right panel). Right
 70 panel shows locations of single-Alter shielded weighting gauges (green solid circles), tipping bucket
 71 heated gauges (orange solid circles), Das station where the MRR and the Parsivel disdrometer were
 72 located (red circle) and the location of Malniu station (red triangle). Precipitation amounts are
 73 corrected for undercatch wind effects (see text for details).

74 2.2. Micro Rain Radar

75 A Micro Rain Radar (model MRR-2), a compact FM-CW Doppler radar that operates at 24 GHz
 76 (K-band), was employed in this study [14]. The radar uses an offset antenna with a vertical beam
 77 orientation to scan a vertical profile every 10 seconds. Although MRR was first developed to
 78 observe liquid precipitation and has been widely used for this purpose (see for example [15–17]), its
 79 application to snow observation has also been demonstrated [18] despite solid precipitation particle
 80 preferential orientations and aspect ratios influence radar reflectivity estimates posing additional
 81 challenges compared to liquid precipitation [19]. MRR has been recently applied to solid
 82 precipitation studies to analyse snow band microphysics for US east coast winter storms [20],
 83 lake-effect convection at Lake Ontario [21], Ze-SR relationships over Antarctica [22], Antarctic ice

84 mass balance [23], precipitation decrease due the katabatic winds [24] and verify spaceborne
85 snowfall estimates from the CLOUDSAT satellite [25].

86 In this study MRR data was recorded with 100 m vertical resolution up to 3 km above ground
87 level, integrating measurements every 60 seconds and applying the post-processing methodology
88 proposed by Maahn and Kollias [26] which is especially suited for snowfall observations and
89 provides reliable values of equivalent reflectivity, Doppler velocity and spectral width.

90 2.3. Parsivel Disdrometer

91 Particle Size Velocity (Parsivel) is an optical disdrometer whose measurements are based on
92 the attenuation of a laser beam obscured by falling precipitation particles. From the reduction of the
93 output voltage and the signal duration, Parsivel determines the particle size and velocity
94 respectively. In this study an OTT Parsivel disdrometer [27] with 1-minute data average was used.

95 Parsivel assumes that precipitation particles are spheroids, which is a good approximation for
96 small and medium sized raindrops. However, this assumption largely departs from the reality for
97 solid hydrometeors such as snowflakes. Nonetheless Battaglia et al. [28] showed that Parsivel data
98 can be adapted to measure snow precipitation events by calculating the widest horizontal
99 dimension (WHD) to characterize snowflake size. This is the only size parameter that can be
100 retrieved from Parsivel solid precipitation data, although according to Battaglia et al. [28] it has no
101 direct microphysical meaning. WHD estimates have large uncertainties for small particles: [28]
102 reported a mean underestimation of around 20% for small particles.

103 The equivalent radar reflectivity factor (Z_e) can also be retrieved from Parsivel snow
104 observations using the algorithm developed by Löffler-Mang and Blahak [29] considering that, due
105 to the different dielectric properties of solid precipitation particles, some correction factors should
106 be applied [30]. The method requires to assume a single crystal mass-size relation to perform the
107 calculations. We considered the study of Locatelli and Hobbs [31] which determined empirical
108 mass-size relations for 14 solid precipitation types and applied them to compare the Z_e between the
109 disdrometer data and the third lowest bin (300 m above ground level, agl) MRR processed data.
110 Details of this analysis are described in Appendix A - see the scatter plots of Figure A1 and Table
111 A1. According to this analysis two solid precipitation unrimed particles (types so-called *aud* and
112 *ausp*, described in Table A1) matched much better our data set than the others for the event
113 studied.

114 3. Results

115 3.1.1. Description of the snowfall event

116 On 15 and 16 January 2017 a major blizzard event occurred in the Pyrenees (NE Spain)
117 bringing extreme low temperatures, heavy snowfall and gale-force winds. The episode occurred as
118 a consequence of a strong northern flow under a north-to-south oriented jet and the presence of
119 symmetric instability and an atmospheric river that impinged directly to the Pyrenees. As reported
120 in previous studies, intense meridional flow impinging perpendicularly to the Pyrenees mountain
121 range is a classic characteristic of both warm season [32,33] and cold season [34] heavy precipitation
122 events due to orographic effects. Upstream sounding observations indicate that this event occurred
123 under moist-neutral stratification (not shown). Figure 1 displays the precipitation measured and the
124 snowfall accumulations by the field campaign network and the location of the Cerdanya valley.

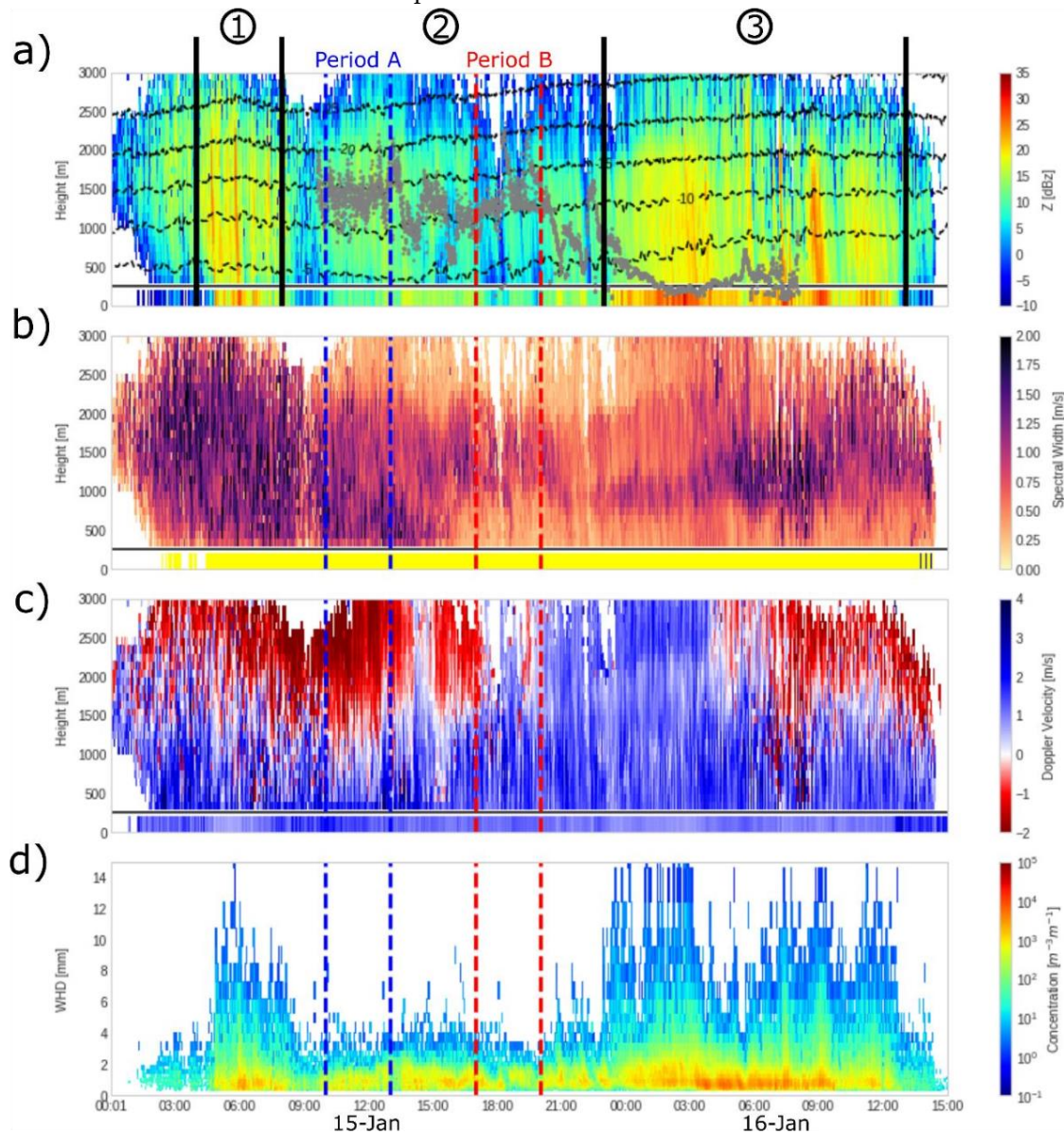
125 3.1.2. Overview of the 15-16 January event

126 This winter storm was intensively observed during the C2017 field campaign [35] and
127 generated mountain waves at the lee side of the Pyrenees, a common feature observed at this area
128 [36]. The main observatory was located at Das and besides an AWS, an MRR and a Parsivel
129 disdrometer described in the previous section, it also included additional instrumentation such as a
130 multichannel microwave radiometer, a ceilometer and a wind profiler. Das is located at 1100 m
131 above sea level (asl), leeward of the main mountain range (maximum heights about 2900 m asl) but

132 surrounded by a secondary mountain range (maximum heights about 2500 m asl) in the opposite
 133 direction (see Figure 1).

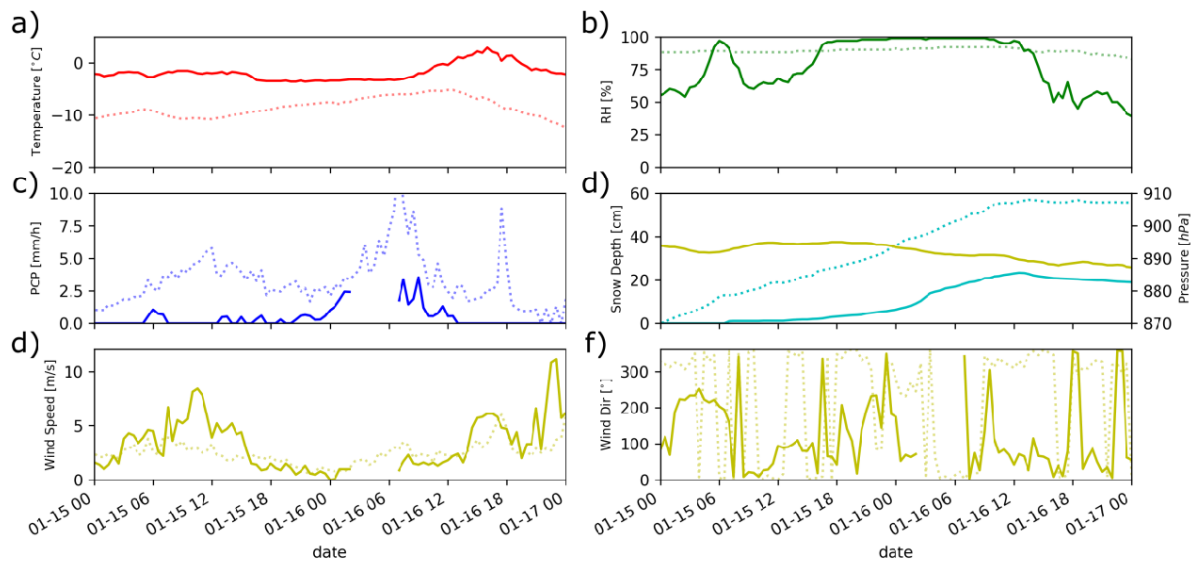
134 The evolution of the snowfall event over Das observatory is displayed in Figure 2, showing
 135 MRR reflectivity and Parsivel derived reflectivity (Figure 2a), MRR spectral width and Doppler
 136 velocity (Figure 2b and 2c respectively) and Parsivel PSD (Figure 2d). During the event three main
 137 stages can be distinguished:

- 138
- 139 • **Stage 1:** In the early stage from 5:00 to 8:00 UTC on 15 January, some snow showers with
 140 reflectivity in pockets were observed over Das. During this stage particles measured by the
 141 Parsivel disdrometer were very large as expected from aggregation inside the several pockets
 142 [37].
 - 142 • **Stage 2:** From 8:00 UTC to 23:00 UTC, MRR and Parsivel reflectivity scaled back and
 143 precipitation resembled to be more constant and lighter. Particles arriving to the ground were
 144 mostly small (WHD < 3 mm).
 - 145 • **Stage 3:** From 23:00 to 13:00 UTC on 16 January, reflectivity was again enhanced increasing the
 146 temporal variability due to new snow showers. During this stage the largest particles of the
 147 event were observed while small particles also increased in number.



148

149 **Figure 2.** Evolution of the snowfall event observed by MRR and Parsivel. a) Radar reflectivity [dBZ]
 150 from MRR (above black line) and Parsivel equivalent radar reflectivity factor data assuming snow



187

188 **Figure 3.** AWS observations from Das (solid line) and Malniu (dotted line) of a) temperature, b)
 189 relative humidity, c) precipitation, d) snow depth and surface pressure (in Das only; yellow line), e)
 190 wind speed and f) wind direction. Dates are indicated considering the format MM-DD HH
 191 (month-day hour) in UTC.

192 3.2. Impact of local kinematic structures into precipitation patterns

193 We have seen that the main sources of precipitation variability are transient processes driven
 194 by synoptic or sub-synoptic variations. But which is the role of the small-scale circulations such as
 195 waves and rotors induced by mountains? To answer this question, we closely analysed two 3-hour
 196 periods with the same precipitation structure in the stage 2 but with different mountain induced
 197 circulations. The first period selected is comprised between 10:00 UTC and 13:00 UTC when the
 198 mountain wave was wide enough to produce updrafts over the MRR. The second period selected
 199 ranges from 17:00 to 20:00 UTC and is characterized by the presence of a rotor, with the MRR
 200 located at its descending branch. As it can be seen in Figure 2, wind circulation and turbulence
 201 illustrated by MRR vertical velocity and spectral width reflectivity prove to be very different.
 202 Comparing the precipitation patterns of both periods, illustrated by MRR reflectivity and Parsivel
 203 PSD, more similarities can be noted. During the period B reflectivity slightly decreases with respect
 204 to the period A but PSD at ground level looks fairly constant. It is worth to mention that during the
 205 period A the cloud base remains relatively constant (ca. 1300 m agl), it raises and shows sharp
 206 variations during the period B.

207 3.2.1. MRR observations

208 To assess how the change in the mountain-wave kinematic structures affects the distribution of
 209 the precipitation in the vertical, Figure 4 shows the MRR reflectivity, velocity and spectral width
 210 spectrogram of both periods; mean cloud base and temperature levels from microwave radiometer
 211 estimates are also indicated in the plots. Spectral width and vertical velocity show large variations
 212 between both periods.

- 213 1. During period A, spectral width shows large values between 1.0 and 1.5 m s^{-1} at low levels, and
 214 values around 1.0 m s^{-1} over 2000 m. agl. Vertical velocity shows a gradient from downward
 215 velocities around 2 m s^{-1} to upward velocities around -2 m s^{-1} that are the result of overlaying
 216 the vertical movements of the wind with the falling velocity of the particles with respect to the
 217 air - typical snowflakes terminal velocities are about 1 m s^{-1} [39] but they may fluctuate from
 218 the mean [40].

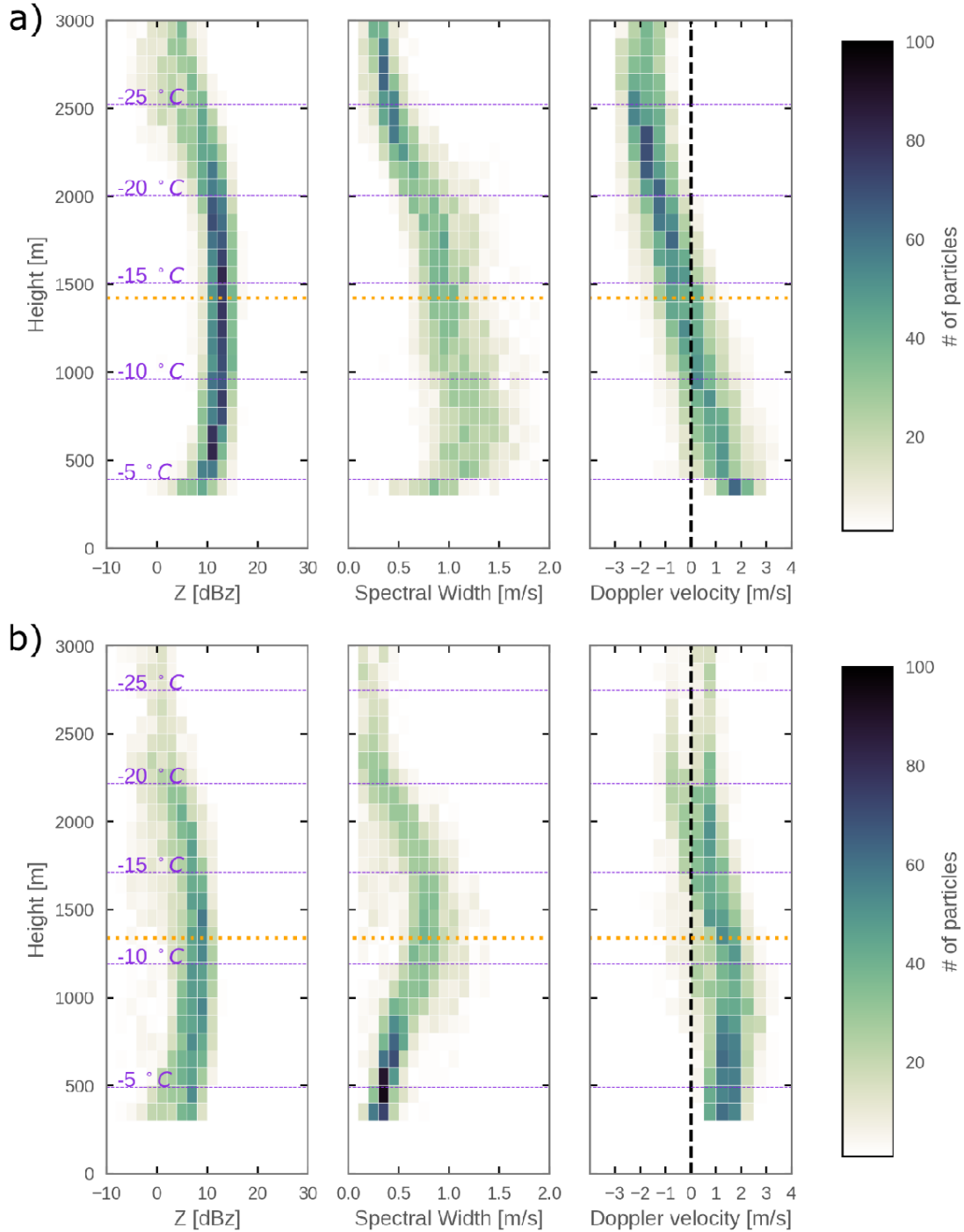
151 particles are aggregates of unrimed dendrites or dendrites (below black line). b) Spectral Width
 152 [ms^{-1}] from MRR (above black line) and Parsivel derived type of precipitation (yellow colour
 153 indicates snow). c) Vertical velocity [ms^{-1}] from MRR Doppler speed (above black line) and Parsivel
 154 measured fall velocity (below black line). d) Parsivel concentration of particles as a function of the
 155 widest hydrometeor diameter [$\text{m}^{-3}\text{m}^{-1}$]. Vertical black lines in (a) indicate the three stages discussed
 156 in the text. Red and blue dashed lines indicate the mountain wave period and the rotor period,
 157 respectively. Dotted black lines and the grey points in (a) indicate microwave radiometer derived
 158 isotherm levels and cloud base height respectively.

159 Local scale mountain induced circulations can be inferred from MRR thanks to the ability of
 160 snowflakes to trace the vertical movements and the turbulence of the air [38]. Hence, we can use
 161 MRR Doppler velocity and spectral width profiles as a proxy of the vertical movements and
 162 turbulence over the vertical of Das respectively. We separate the analysis of the evolution of vertical
 163 velocity and spectral width.

- 164 • **Doppler velocity** shows a first stage until 15:00 UTC dominated by updrafts beyond 1500 m
 165 agl. over the MRR, revealing the location of the upstream part of a mountain wave. After that,
 166 updrafts steadily reduce and fall velocities dominate. This regime change has been identified as
 167 a mountain wave, diminishing its wavelength around 15:00 UTC and generating a rotor later
 168 [35]. Falling velocities in upper MRR levels dominate until approximately 5:00 UTC on 16
 169 January with the appearance of new updrafts that may be associated to a new mountain wave
 170 and may extend to the low levels during the largest convective cells.
- 171 • During the first precipitation stage, large values of **spectral width** dominate at all height levels.
 172 When the towering reflectivity enhancement ceases, turbulence over 2000 m above ground
 173 level dramatically decreases, but large values of spectral width still dominate at low levels. At
 174 16:00 UTC, coinciding with a sudden surface temperature diminution and wind direction
 175 change (Figure 3), turbulence drops-off at low-levels, presumably due to a nocturnal cold pool
 176 formation. From this moment to 4:00 UTC, three decoupled layers are observed even when
 177 reflectivity pockets start again. After 4:00 UTC turbulence gets enhanced again at middle and
 178 upper levels, but the low-level layer remains decoupled.

179 The evolution of this event illustrates that precipitation processes present transient features
 180 dominated by deeper tropospheric processes unrelated with the mountain kinematic structures
 181 associated with induced circulations. Comparing MRR reflectivity, Doppler velocity and spectral
 182 width, we do not observe a simple relationship between the precipitation variability and changes in
 183 the vertical velocity or turbulence, highlighting the great complexity of the underlying processes.
 184 Nonetheless, as stated in the study carried out by Kingsmill et al. [7], we cannot draw a definite
 185 conclusion from these observations, since small scale circulation variability might be masked by
 186 greater spatial scale variability.

- 219 2. During period B three decoupled layers can be distinguished: the bottom and the top layer
 220 with very low turbulence, under 0.5 m s^{-1} , and a middle shear layer [4] with large turbulence
 221 between 0.5 and 1.0 m s^{-1} . Falling vertical velocities between 0 and 2 m s^{-1} dominate in this
 222 period at all levels. It is observed a slight increase of the falling velocity closer to the ground
 223 inside the shear layer.



224

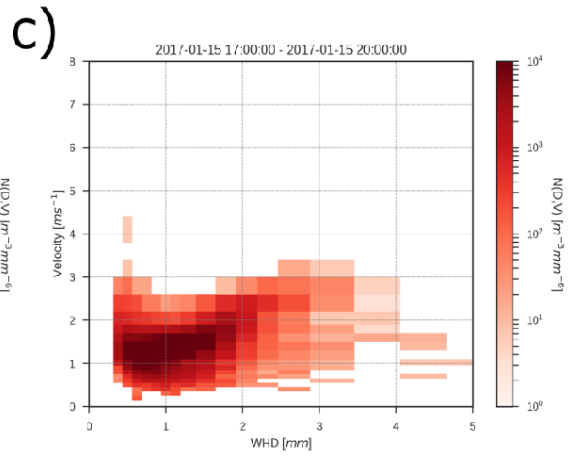
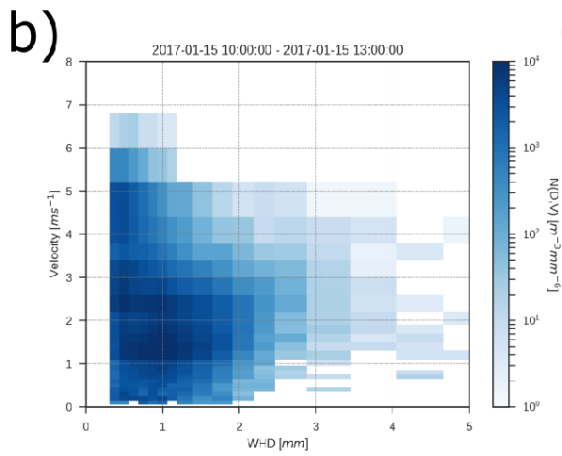
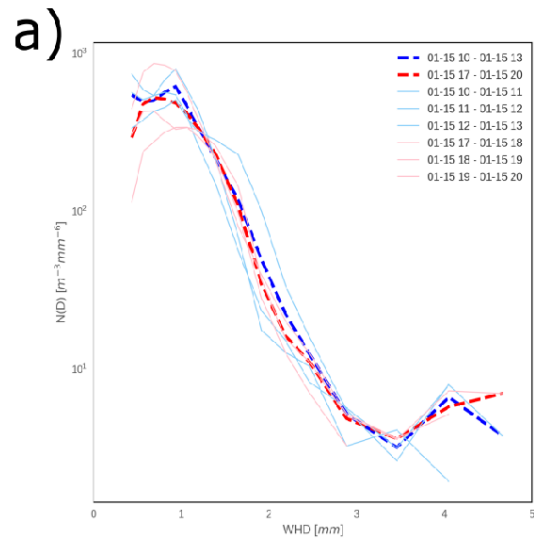
225 **Figure 4.** MRR reflectivity [dBZ], spectral width [m/s] and Doppler velocity [m/s] spectrogram for a)
 226 period A and b) period B. Dotted lines indicate average isotherm heights (purple lines) and average
 227 cloud base heights (orange lines) derived from microwave radiometer and ceilometer data
 228 respectively.

229 Both periods show similar features regarding the reflectivity: an increase from 3000 m to 2000
230 m agl where the snow crystals may be growing, a band with reflectivity values stabilized and
231 finally a reflectivity decrease at low levels that may be related to the snow sublimation by the wind
232 effect [24,39,41]. The main difference in the MRR reflectivity between both periods is the
233 magnitude, that is 5 dB greater in all the profile during period A compared with period B. Snow
234 growing for both periods is located aloft the $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ isotherm level suggesting that crystal formation
235 is outside the dendrite growing zone [42]. It has been observed that dendrites are more sensible to
236 aggregation due to mechanical entanglement [43], so the lack of increasing reflectivity with
237 decreasing height below the $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$ isotherm indicates the absence of dendrite aggregation. The
238 comparison of MRR reflectivity and spectral width does not indicate a clear association between
239 snow growth and turbulence during this part of the event.

240 3.2.2. Parsivel observations

241 Figure 5a shows the averaged PSD of the two 3-hour periods (bold dashed lines) recorded by
242 the Parsivel disdrometer. It is evident that both periods show a similar particle size distribution that
243 confirms the similar reflectivity at low levels observed by the MRR. To visualize the variability and
244 verify that the similarity is not a coincidence due to temporal averaging, we also plotted the three
245 averaged 1-hour segments for both mountain wave and rotor periods. Although the variability is
246 larger for small particles (less than 1 mm), specially for period B, it is shown that the distribution of
247 most particles sizes between 1 and 3 mm follow the same potential scaling. Additional confirmation
248 is provided by Figure 6 which shows that PSD in this period is totally different from other periods
249 of the case study.

250 We also compared the full spectra of velocities and diameters of the two periods in Figure 5b
251 and c. Interestingly, despite both periods have an identical PSD, the spectra of velocities measured
252 by Parsivel are substantially different. Period A shows a broader spectrum of velocities, ranging
253 from 0 to 6 m s^{-1} for small particles, than period B, whose values range approximately from 0.5 to
254 2.5 m s^{-1} for all the particles. This difference may be explained by the enhanced near-ground
255 turbulence during the period A that removes any sensitivity of the snow particles to the terminal
256 velocity [44] and the decrease of turbulence during the period B, which is probably more associated
257 to the diurnal regime than to the mountain kinematic structures. It is worth to note that, as
258 observed in Figure 5a, the broader spectrum of particle velocities does not lead to snow growing
259 neither by particle aggregation nor riming as it would be expected due the small-scale updraughts
260 and downdraughts inside the turbulent boundary layer [5,6,37,39].



261

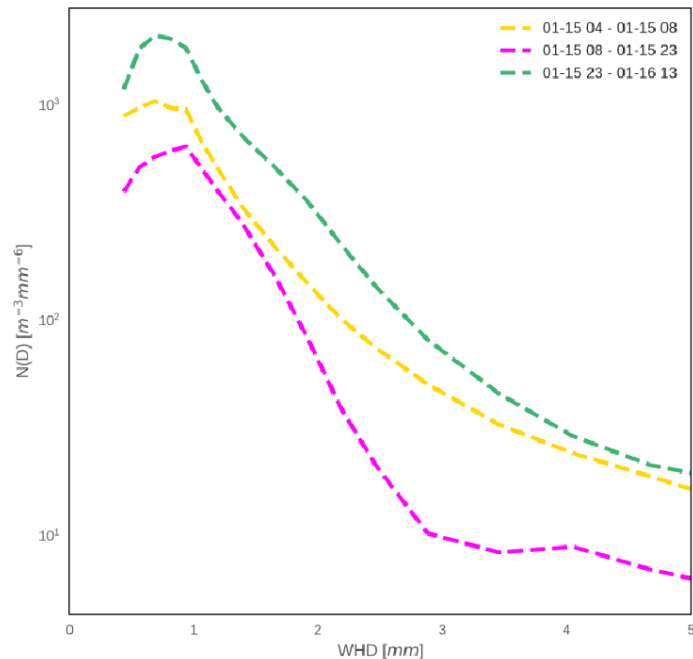
262

263

264

265

Figure 5. a) Particle Size Distribution averaged for the time interval measured by Parsivel for mountain wave period (in blues) and rotor period (in reds). b, c) Particle size and velocity distribution for b) period A and c) period B. Dates are indicated considering the format MM-DD HH (month-day hour) in UTC.



266

267 **Figure 6.** Hydrometeor Particle Size Distribution $N(D)$ measured by Parsivel disdrometer for the
 268 three different storm stages studied. Dates are indicated considering the format MM-DD HH
 269 (month-day hour) in UTC.

270 4. Discussion and conclusions

271 During the 15 and 16 January 2017, a major snowfall event was observed using remote sensing
 272 instruments in the Cerdanya valley at the Pyrenees mountain massif (NE Spain). In this study, we
 273 analysed two periods with the same synoptic and sub-synoptic features but with different local
 274 scale kinematic structures induced by the mountain ranges. As evidenced by ground-based Parsivel
 275 observations, changes in mountain-wave kinematic structures had a minimum effect over the PSD
 276 observed leeside of the Pyrenees during the stationary stage of this winter storm. Nonetheless, they
 277 affected the velocity distribution near the ground. Unexpectedly, the broader range of particle
 278 velocities due the overturning cells did not imply a greater aggregation or crystal modification as
 279 suggested by Parsivel-MRR comparisons. The relatively cold and dry continental environment of
 280 the Pyrenees may explain the absence of rimming which is more prone to occur over coastal
 281 mountains due the increased liquid water inside the winter clouds [6,37,45]. The lack of aggregation
 282 may be explained by the lack of dendritic growth, so the particles grown aloft probably fall pristine
 283 through the turbulent layer without experiencing mechanical aggregation during their path [43].
 284 The low-level sublimation may also contribute to obtain identical PSD in both periods.

285 Our results agree and complete those of Kingsmill et al. [7] who did not find evidence of
 286 mountain modification of precipitation profiles in Park Range, Colorado during field
 287 measurements. Kingsmill et al. [7] argued that large scale variability may hide small mountain
 288 interactions. As the two periods analysed had minor variability among them, our results suggest
 289 that under certain conditions, kinematic structures generated as a result of mountain induced
 290 gravity waves and rotors do not modify the precipitation particle distribution at low levels and do
 291 not contribute to a larger aggregation. Recent results from the SNOWIE field campaign about
 292 winter orographic clouds and precipitation [46] found a frequent decoupling between the
 293 orographic cloud layer where precipitation was formed and the near-surface air layer, which was

294 trapped at the bottom of the valley. In our study, we also find a decoupling between ground-level
 295 conditions and higher levels but affecting precipitation profiles as well.

296 These results illustrate the high variability of winter precipitation profiles in complex terrain
 297 and contribute to improve our understanding of discrepancies between surface precipitation and
 298 ground-based or spaceborne remote sensing estimates based on measurements performed above
 299 ground level over the so-called blind zone [47]. This is particularly relevant for recent studies using
 300 CloudSat or GPM core satellite data [48–50].

301 **Author Contributions:** Conceptualization and investigation, S.G.; data curation, S.G., J.B., M.U., B.C., A.P., and
 302 L.T.; writing—original draft preparation, S.G.; writing—review and editing, J.B., M.U., B.C., A.P., and L.T.;
 303 supervision, J.B.

304 **Funding:** The Cerdanya-2017 field campaign is a research effort organized by the University of the Balearic
 305 Islands, the University of Barcelona, METEO-FRANCE and the Meteorological Service of Catalonia and was
 306 funded by the Spanish projects CGL2015-65627-C3-1-R (MINECO/FEDER), CGL2015-65627-C3-2-R
 307 (MINECO/FEDER), CGL2016-81828-REDT (MINECO) and the Water Research Institute (IdRA) of the
 308 University of Barcelona. Research activities of S.G. and of J.B., M.U., B.C., are supported respectively by the
 309 ANTALP (Antarctic, Arctic and Alpine Environments, 2017-SGR-1102) and the Meteorology (2017-SGR- 0651)
 310 Research Groups of the Catalan Government.

311 **Acknowledgments:** This work was performed under the framework of the Hydrological Mediterranean
 312 Experiment (HyMeX) programme. We thank the METEO-FRANCE/CNRM/GMEI/LISA, 4M and TRAMM
 313 teams for their contribution to the data acquisition and treatment.

314 **Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest.

315 Appendix A

316 To analyze which type of solid precipitation particle matched best our data we compared the
 317 equivalent radar reflectivity factor (Z_e) retrieved from Parsivel with the third lowest MRR bin, the
 318 first usable bin according to Maahn and Kollias [26].

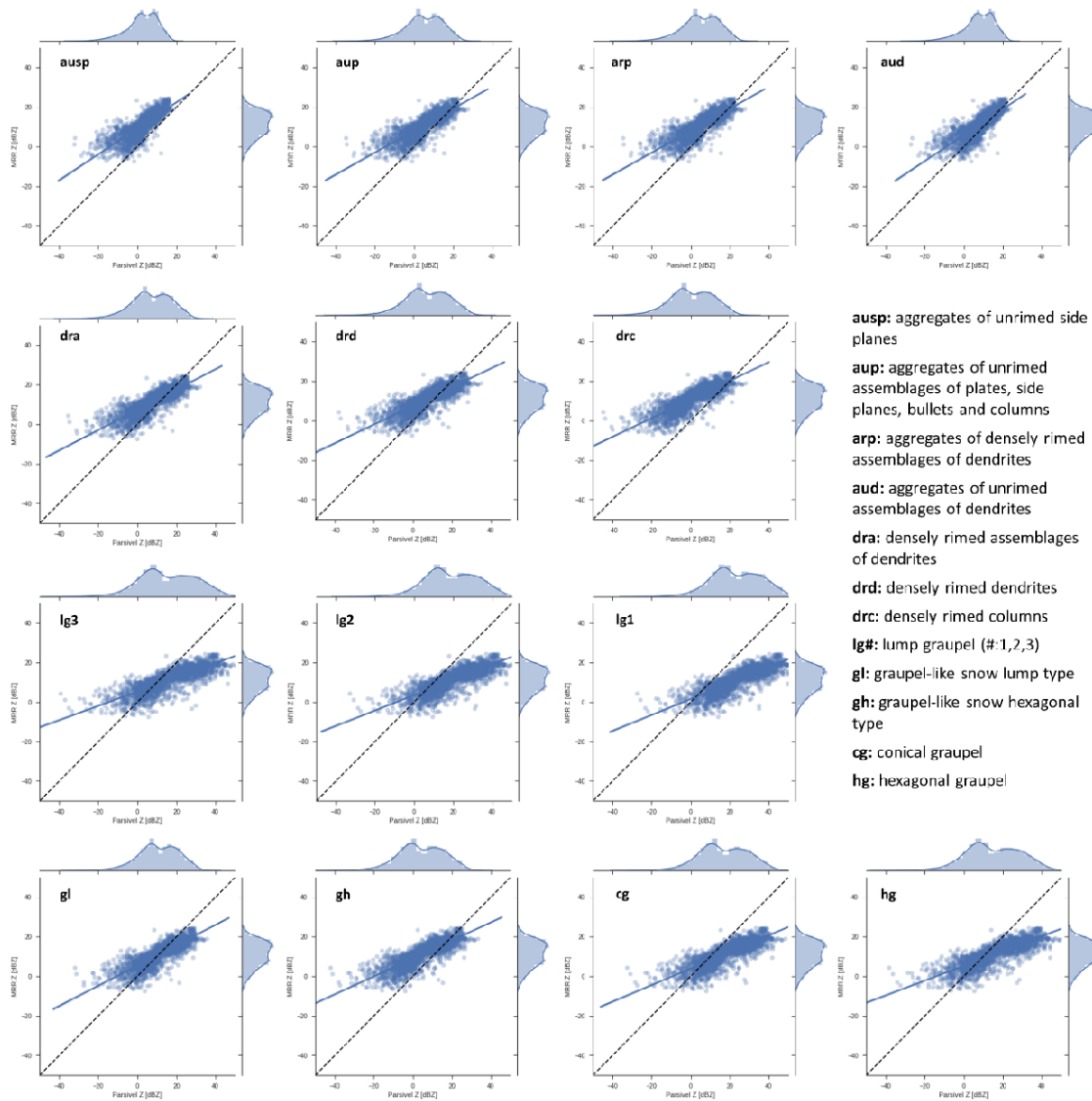
319 To retrieve the Parsivel Z_e we used the algorithm developed by Löffler-Mang and Blahak [29].
 320 Z_e was estimated, after Smith [30] by

$$Z_e \approx C_K \sum_i C_{M,i} \frac{n_i D_i^6}{t F v_i}$$

321 where C_K is the complex refractive index for ice (0.195), n_i are the number of measured precipitation
 322 particles in a class with a mean diameter D_i and mean velocity v_i during time t , F is the measuring
 323 area, and $C_{M,i}$ is a correction factor that takes into account of the mass-size relation $m=aD^b$ of the ice
 324 crystal and it is calculated using the following formula
 325

$$C_{M,i} = \left(\frac{6m_i}{\rho_i \pi D_i^3} \right)^2$$

326 Figure A1 provides a comparison between MRR Z_e observed and the Parsivel Z_e calculated to
 327 analyze which type of crystal matched better our data. Table A1 provides the numerical values of
 328 Figure A1.
 329



330

331

332

333

Figure 1. Linear regression between MRR reflectivity and MRR Ze calculated by Parsivel using 14 different mass-size empirical relations of crystals. Dashed black line indicates the 1:1 relation.

334
335
336

Table 1. Linear regression (parameters a, b of $MRR_{Ze} = a + Parsivel_{Ze} * b$ and correlation coefficient r) of reflectivity Z_e calculated using the third lowest MRR bin (300 m) and Parsivel data using different mass-size empirical relations of crystals according to Locatelli and Hobbs [31]. Columns correspond to the whole event (All), and stages 1, 2 and 3 (see Figure 2).

Solid Precipitation particle type	All			1			2			3		
	b	a	r	b	a	r	b	a	r	b	a	r
Aggregates of unrimed side planes (ausp)	0.657	9.29	0.813	0.430	12.17	0.707	0.777	7.05	0.672	0.630	10.62	0.720
Aggregates of unrimed assemblages of plates, side planes, bullets and columns (aup)	0.555	8.14	0.828	0.375	11.08	0.721	0.672	6.33	0.678	0.438	10.49	0.648
Aggregates of densely rimed assemblages of dendrites or dendrites (arp)	0.555	8.14	0.828	0.375	11.08	0.721	0.672	6.33	0.678	0.438	10.49	0.648
Aggregates of unrimed assemblages of dendrites or dendrites (aud)	0.657	5.86	0.812	0.430	9.93	0.707	0.777	2.99	0.672	0.630	7.33	0.720
Densely rimed assemblages of dendrites (dra)	0.513	7.34	0.828	0.353	10.40	0.723	0.618	5.56	0.668	0.374	10.31	0.616
Densely rimed dendrites (drd)	0.473	10.78	0.826	0.331	12.69	0.723	0.562	9.82	0.653	0.321	13.04	0.588
Densely rimed columns (drc)	0.473	7.55	0.826	0.331	10.42	0.723	0.562	5.97	0.653	0.321	10.84	0.588
Lump graupel 3 (lg3)	0.403	1.58	0.819	0.291	5.89	0.722	0.457	-0.56	0.616	0.245	7.80	0.542
Lump graupel 2 (lg2)	0.389	3.55	0.817	0.283	7.25	0.721	0.434	1.78	0.606	0.230	9.16	0.532
Lump graupel 1 (lg1)	0.361	5.34	0.813	0.266	8.45	0.720	0.391	3.93	0.587	0.206	10.46	0.516
Graupel-like snow lump type (gl)	0.513	5.50	0.828	0.353	9.14	0.723	0.618	3.34	0.668	0.374	8.97	0.616
Graupel-like snow hexagonal type (gh)	0.454	9.08	0.824	0.320	11.44	0.723	0.534	7.85	0.644	0.299	12.02	0.575
Conical graupel (cg)	0.420	3.96	0.821	0.301	7.68	0.723	0.482	2.03	0.626	0.261	9.06	0.552
Hexagonal graupel (hg)	0.374	5.33	0.815	0.274	8.50	0.721	0.411	3.85	0.597	0.217	10.34	0.524

337

- 339 1. Houze, R.A. Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.* **2012**, *50*, RG1001.
- 340 2. Bougeault, P.; Binder, P.; Buzzi, A.; Dirks, R.; Houze, R.; Kuettner, J.; Smith, R.B.; Steinacker, R.; Volkert,
341 H. The MAP Special Observing Period. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2001**, *82*, 433–462.
- 342 3. Stoelinga, M.T.; Hobbs, P. V.; Mass, C.F.; Locatelli, J.D.; Colle, B.A.; Houze, R.A.; Rangno, A.L.; Bond,
343 N.A.; Smull, B.F.; Rasmussen, R.M.; et al. Improvement of microphysical parameterization through
344 observational verification experiment. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2003**, *84*, 1807–1826.
- 345 4. Medina, S.; Smull, B.F.; Houze, R.A.; Steiner, M. Cross-Barrier Flow during Orographic Precipitation
346 Events: Results from MAP and IMPROVE. *J. Atmos. Sci.* **2005**, *62*, 3580–3598.
- 347 5. Yuter, S.E.; Houze, R.A. Microphysical modes of precipitation growth determined by S-band vertically
348 pointing radar in orographic precipitation during MAP. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2003**, *129*, 455–476.
- 349 6. Houze, R.A.; Medina, S. Turbulence as a Mechanism for Orographic Precipitation Enhancement. *J. Atmos.*
350 *Sci.* **2005**, *62*, 3599–3623.
- 351 7. Kingsmill, D.E.; Persson, P.O.G.; Haimov, S.; Shupe, M.D. Mountain waves and orographic precipitation
352 in a northern Colorado winter storm. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **2016**, *142*, 836–853.
- 353 8. Cuixart, J.; Conangla, L.; Martínez-Villagrana, D.; Wrenger, B.; Miró, J.R.; Simó, G.; Jiménez, M.A.
354 Evolution of the temperature profile during the life-cycle of a valley-confined cold pool in the Pyrenees.
355 In Proceedings of the 34th International Conference on Alpine Meteorology; Reykjavík, Iceland, 18-23
356 June 2017, 2017; pp. 191–192.
- 357 9. Paci, A.; Cuixart, J.; Bech, J.; Soler, M.R.; Miró, J.R.; Aressy, P.; Arús, J.; Barrié, J.; Bouhours, G.; Bravo, M.;
358 et al. The Cerdanya-2017 field experiment: An overview of the campaign and a few preliminary results.
359 In Proceedings of the 34th International Conference on Alpine Meteorology; Reykjavík, Iceland, 18-23
360 June 2017, 2017; pp. 169–170.
- 361 10. Rasmussen, R.; Baker, B.; Kochendorfer, J.; Meyers, T.; Landolt, S.; Fischer, A.P.; Black, J.; Thériault, J.M.;
362 Kucera, P.; Gochis, D.; et al. How well are we measuring snow: The NOAA/FAA/NCAR winter
363 precipitation test bed. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2012**, *93*, 811–829.
- 364 11. Kochendorfer, J.; Rasmussen, R.; Wolff, M.; Baker, B.; Hall, M.E.; Meyers, T.; Landolt, S.; Jachcik, A.;
365 Isaksen, K.; Brækkan, R.; et al. The quantification and correction of wind-induced precipitation
366 measurement errors. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2017**, *21*, 1973–1989.
- 367 12. Buisán, S.T.; Earle, M.E.; Collado, J.L.; Kochendorfer, J.; Alastrué, J.; Wolff, M.; Smith, C.D.;
368 López-Moreno, J.I. Assessment of snowfall accumulation underestimation by tipping bucket gauges in
369 the Spanish operational network. *Atmos. Meas. Tech.* **2017**, *10*, 1079–1091.
- 370 13. Kochendorfer, J.; Nitu, R.; Wolff, M.; Mekis, E.; Rasmussen, R.; Baker, B.; Earle, M.E.; Reverdin, A.; Wong,
371 K.; Smith, C.D.; et al. Analysis of single-Alter-shielded and unshielded measurements of mixed and solid
372 precipitation from WMO-SPICE. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **2017**, *21*, 3525–3542.
- 373 14. Löffler-Mang, M.; Kunz, M.; Schmid, W. On the performance of a low-cost K-band Doppler radar for
374 quantitative rain measurements. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **1999**, *16*, 379–387.
- 375 15. Peters, G.; Fischer, B.; Andersson, T. Rain observations with a vertically looking Micro Rain Radar (MRR).
376 *Boreal Environ. Res.* **2002**, *7*, 353–362.
- 377 16. Bendix, J.; Rollenbeck, R.; Reudenbach, C. Diurnal patterns of rainfall in a tropical Andean valley of
378 southern Ecuador as seen by a vertically pointing K-band Doppler radar. *Int. J. Climatol.* **2006**, *26*, 829–846.
- 379 17. Adirosi, E.; Baldini, L.; Roberto, N.; Gatlin, P.; Tokay, A. Improvement of vertical profiles of raindrop size
380 distribution from micro rain radar using 2D video disdrometer measurements. *Atmos. Res.* **2016**, *169*,
381 404–415.
- 382 18. Kneifel, S.; Maahn, M.; Peters, G.; Simmer, C. Observation of snowfall with a low-power FM-CW K-band
383 radar (Micro Rain Radar). *Meteorol. Atmos. Phys.* **2011**, *113*, 75–87.
- 384 19. Garrett, T.J.; Yuter, S.E.; Fallgatter, C.; Shkurko, K.; Rhodes, S.R.; Endries, J.L. Orientations and aspect
385 ratios of falling snow. *Geophys. Res. Lett.* **2015**, *42*, 4617–4622.
- 386 20. Stark, D.; Colle, B.A.; Yuter, S.E. Observed Microphysical Evolution for Two East Coast Winter Storms
387 and the Associated Snow Bands. *Mon. Weather Rev.* **2013**, *141*, 2037–2057.
- 388 21. Minder, J.R.; Letcher, T.W.; Campbell, L.S.; Veals, P.G.; Steenburgh, W.J. The Evolution of Lake-Effect
389 Convection during Landfall and Orographic Uplift as Observed by Profiling Radars. *Mon. Weather Rev.*
390 **2015**, *143*, 4422–4442.
- 391 22. Souverijns, N.; Gossart, A.; Lhermitte, S.; Gorodetskaya, I. V.; Kneifel, S.; Maahn, M.; Bliven, F.L.; van
392 Lipzig, N.P.M. Estimating radar reflectivity - Snowfall rate relationships and their uncertainties over
393 Antarctica by combining disdrometer and radar observations. *Atmos. Res.* **2017**, *196*, 211–223.
- 394 23. Gorodetskaya, I. V.; Kneifel, S.; Maahn, M.; Thiery, W.; Schween, J.H.; Mangold, A.; Crewell, S.; Van

- 395 Lipzig, N.P.M. Cloud and precipitation properties from ground-based remote-sensing instruments in
396 East Antarctica. *Cryosphere* **2015**, *9*, 285–304.
- 397 24. Grazioli, J.; Madeleine, J.-B.; Gallée, H.; Forbes, R.M.; Genthon, C.; Krinner, G.; Berne, A. Katabatic winds
398 diminish precipitation contribution to the Antarctic ice mass balance. *Proc. Natl. Acad. Sci.* **2017**, *114*,
399 201707633.
- 400 25. Souverijns, N.; Gossart, A.; Lhermitte, S.; Gorodetskaya, I. V.; Grazioli, J.; Berne, A.; Duran-Alarcon, C.;
401 Boudevillain, B.; Genthon, C.; Scarchilli, C.; et al. Evaluation of the CloudSat surface snowfall product
402 over Antarctica using ground-based precipitation radars. *Cryosph.* **2018**, *12*, 3775–3789.
- 403 26. Maahn, M.; Kollias, P. Improved Micro Rain Radar snow measurements using Doppler spectra
404 post-processing. *Atmos. Meas. Tech.* **2012**, *5*, 2661–2673.
- 405 27. Löffler-Mang, M.; Joss, J. An optical disdrometer for measuring size and velocity of hydrometeors. *J.*
406 *Atmos. Ocean. Technol.* **2000**, *17*, 130–139.
- 407 28. Battaglia, A.; Rustemeier, E.; Tokay, A.; Blahak, U.; Simmer, C. PARSIVEL snow observations: A critical
408 assessment. *J. Atmos. Ocean. Technol.* **2010**, *27*, 333–344.
- 409 29. Löffler-Mang, M.; Blahak, U. Estimation of the Equivalent Radar Reflectivity Factor from Measured Snow
410 Size Spectra. *J. Appl. Meteorol.* **2001**, *40*, 843–849.
- 411 30. Smith, P.L. Equivalent Radar Reflectivity Factors for Snow and Ice Particles. *J. Clim. Appl. Meteorol.* **1984**,
412 *23*, 1258–1260.
- 413 31. Locatelli, J.D.; Hobbs, P. V Fall speeds and masses of solid precipitation particles. *J. Geophys. Res.* **1974**, *79*,
414 2185–2197.
- 415 32. Trapero, L.; Bech, J.; Duffourg, F.; Esteban, P.; Lorente, J. Mesoscale numerical analysis of the historical
416 November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*
417 **2013**, *13*, 2969–2990.
- 418 33. Trapero, L.; Bech, J.; Lorente, J. Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees:
419 Analysis of orographic effects. *Atmos. Res.* **2013**, *123*, 368–383.
- 420 34. Esteban, P.; Martin-Vide, J.; Mases, M. Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using
421 multivariate techniques. *Int. J. Climatol.* **2006**, *26*, 1501–1515.
- 422 35. Udina, M.; Trapero, L.; Soler, M.R.; Bech, J.; Miró, J.; Mercader, J.; Bravo, M.; Paci, A.; Ferreres, E.;
423 González, S.; et al. Downslope windstorms, mountain waves, orographic precipitation and associated
424 processes analysis during 10-17 January 2017 in The Cerdanya-2017 field experiment. In Proceedings of
425 the 34th International Conference on Alpine Meteorology; Reykjavík, Iceland, 18-23 June 2017, 2017; pp.
426 38–39.
- 427 36. Udina, M.; Soler, M.R.; Sol, O. A Modeling Study of a Trapped Lee-Wave Event over the Pyrénées. *Mon.*
428 *Weather Rev.* **2017**, *145*, 75–96.
- 429 37. Aikins, J.; Friedrich, K.; Geerts, B.; Pokharel, B. Role of a Cross-Barrier Jet and Turbulence on Winter
430 Orographic Snowfall. *Mon. Weather Rev.* **2016**, *144*, 3277–3300.
- 431 38. Toloui, M.; Riley, S.; Hong, J.; Howard, K.; Chamorro, L.P.; Guala, M.; Tucker, J. Measurement of
432 atmospheric boundary layer based on super-large-scale particle image velocimetry using natural
433 snowfall. *Exp. Fluids* **2014**, *55*, 1737.
- 434 39. Geerts, B.; Miao, Q.; Yang, Y. Boundary Layer Turbulence and Orographic Precipitation Growth in Cold
435 Clouds: Evidence from Profiling Airborne Radar Data. *J. Atmos. Sci.* **2011**, *68*, 2344–2365.
- 436 40. Mitchell, D.L.; Heymsfield, A.J. Refinements in the Treatment of Ice Particle Terminal Velocities,
437 Highlighting Aggregates. *J. Atmos. Sci.* **2005**, *62*, 1637–1644.
- 438 41. Burford, J.E.; Stewart, R.E. The sublimation of falling snow over the Mackenzie River Basin. *Atmos. Res.*
439 **1998**, *49*, 289–313.
- 440 42. Kobayashi, T. On the Variation of Ice Crystal Habit with Temperature. *Phys. Snow Ice* **1967**, *1*, 95–104.
- 441 43. Rauber, R.M. Characteristics of cloud ice and precipitation during wintertime storms over the mountains
442 of northern Colorado. *J. Clim. Appl. Meteor* **1987**, *26*, 488–524.
- 443 44. Garrett, T.J.; Yuter, S.E. Observed influence of riming, temperature, and turbulence on the fallspeed of
444 solid precipitation. *Geophys. Res. Lett.* **2014**, *41*, 6515–6522.
- 445 45. Medina, S.; Houze, R.A. Small-Scale Precipitation Elements in Midlatitude Cyclones Crossing the
446 California Sierra Nevada. *Mon. Weather Rev.* **2015**, *143*, 2842–2870.
- 447 46. Tessorf, S.A.; French, J.R.; Friedrich, K.; Geerts, B.; Rauber, R.M.; Rasmussen, R.M.; Xue, L.; Ikeda, K.;
448 Blestrud, D.R.; Kunkel, M.L.; et al. A transformational approach to winter orographic weather
449 modification research: The SNOWIE Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2019**, *100*, 71–92.
- 450 47. Maahn, M.; Burgard, C.; Crewell, S.; Gorodetskaya, I. V.; Kneifel, S.; Lhermitte, S.; Van Tricht, K.; Van
451 Lipzig, N.P.M. How does the spaceborne radar blind zone affect derived surface snowfall statistics in
452 polar regions? *J. Geophys. Res.* **2014**, *119*, 13,604–13,620.

453
454
455
456
457
458
459
460
461

derived from the CloudSat Cloud Profiling Radar and the ground-based weather radar network over Sweden. *Atmos. Meas. Tech.* **2015**, *8*, 5009–5021.

49. Kulie, M.S.; Milani, L.; Wood, N.B.; Tushaus, S.A.; Bernartz, R.; L'Ecuyer, T.S. A Shallow Cumuliform Snowfall Census Using Spaceborne Radar. *J. Hydrometeorol.* **2016**, *17*, 1261–1279.
50. von Lerber, A.; Moisseev, D.; Marks, D.A.; Petersen, W.; Harri, A.M.; Chandrasekar, V. Validation of GMI snowfall observations by using a combination of weather radar and surface measurements. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* **2018**, *57*, 797–820.



© 2019 by the authors. Submitted for possible open access publication under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

462