

# Modelització de precipitacions intenses en zones d'orografia complexa: casos d'estudi al Pirineu Oriental

Laura Traperó i Bagué



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- NoComercial – SenseObraDerivada 3.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - NoComercial – SinObraDerivada 3.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-NonCommercial-NoDerivs 3.0. Spain License.**

TESI DOCTORAL

MODELITZACIÓ DE PRECIPITACIONS  
INTENSES EN ZONES D'OROGRÀFIA  
COMPLEXA: CASOS D'ESTUDI AL PIRINEU  
ORIENTAL

AUTORA:

LAURA TRAPERO I BAGUÉ

DIRECTOR I TUTOR:

JERONI LORENTE I CASTELLÓ

CODIRECTOR:

JOAN BECH I RUSTULLET

PROGRAMA DE DOCTORAT EN FÍSICA

DEPT. D'ASTRONOMIA I METEOROLOGIA

FACULTAT DE FÍSICA

2014



# PROGRAMA DE DOCTORAT EN FÍSICA

MEMÒRIA PRESENTADA PER LAURA TRAPERO I BAGUÉ PER  
OPTAR AL GRAU DE DOCTORA PER LA UB EN EL PROGRAMA DE  
DOCTORAT EN FÍSICA

DIRECTORS DE LA TESI

JERONI LORENTE I CASTELLÓ

JOAN BECH I RUSTULLET

DEPT. D'ASTRONOMIA I METEOROLOGIA

FACULTAT DE FÍSICA

BARCELONA, SETEMBRE DE 2014



# Agraïments

Aquest treball de tesi neix de la inquietud tant personal com professional per la meteorologia. Arribat aquest moment i mirant enrere me n'adono que des del dia que vaig iniciar aquest repte són molts els coneixements adquirits, les experiències viscudes i les dificultats superades. Per això m'agradaria mostrar el meu sincer agraïment a tots aquells que d'una forma o una altra m'han ajudat a fer possible aquesta tesi.

Primer de tot vull donar les gràcies de tot cor a en Jeroni Lorente i en Joan Bech, els meus directors de tesi. Gràcies per haver acceptat de bon grat acompanyar-me en aquest projecte. Els vostres valuosos consells i l'experiència han estat claus per poder realitzar aquest treball. Un agraïment especial per en Joan, que després d'haver dirigit el meu treball de final de màster de nou m'ha donat suport amb entusiasme, tant des del vessant científic com personal. La seva il·lusion, dedicació inesgotable i el rigor científic m'han permès avançar durant aquests anys. Gràcies a tots dos.

També vull agrair a la direcció de l'Institut d'Estudis Andorrans i del CENMA el seu suport per dur a terme aquest projecte, que a més, ha esdevingut una de les línies de recerca del centre. Agrair més personalment a tots els companys del CENMA la seva ajuda. A en Pere gràcies per la confiança i transmetre'm la passió per la meteorologia de muntanya. Els comentaris i aportacions fetes han estat molt valuosos i m'han ajudat a replantejar i abordar alguns aspectes del treball. A l'Aina, la Natàlia i la Marta gràcies pel suport incondicional, especialment en aquest tram final, i també per tots els moments de desconexió.

En 2012, j'ai eu l'opportunité de faire un stage dans le Groupe de Météorologie de Moyenne Échelle du CNRM-GAME à Météo-France (Toulouse). Je voudrais remercier Véronique Ducrocq pour m'avoir accueillie dans son équipe, et plus spécialement Fanny Duffourg pour le temps qu'elle a passée à m'aider et pour l'expérience qu'elle m'a apportée. Ce stage a été pour moi une occasion unique d'apprendre de nouveaux outils et méthodes d'analyse. Merci à toute l'équipe MICADO pour m'avoir intégré dans leur groupe, également à Laurent Labatut pour le précieux support informatique et Marie pour les bons moments passés. Je n'oublie pas non plus l'équipe MESO-NH, et tout particulièrement Gaëlle Tanguy, qui m'a toujours aidé à résoudre les problèmes que j'ai rencontré lors de l'utilisation du modèle MESO-NH. Je les remercie tous aussi pour leur disponibilité et leur collaboration même une fois ce stage fini.

En aquest sentit, vull agrair el finançament rebut del Govern d'Andorra en el marc de les ajudes de la Comunitat de Treball dels Pirineus (CTP013-AND/2012) per poder realitzar aquesta estada de recerca. També agrair el finançament rebut des de Météo-France per tal

de participar al HyMeX Operational Center (HOC) durant el període d'observació especial la tardor del 2012 (SOP1).

Durant aquest temps, hi ha hagut nombroses persones que m'han ajudat de forma més puntual en el meu treball, ja sigui aportant-me informació, intercanviant dubtes, col·laborant en un projecte o comentant parts d'aquesta tesi. A tots vosaltres moltes gràcies per la vostra contribució, per petita que fos ha estat molt valuosa. No vull deixar de mencionar les institucions que m'han proporcionat algunes de les dades utilitzades en aquesta tesi, com l'SMC, Météo-France, l'AEMET, FEDA i el Govern d'Andorra. I també agrair la NOAA Air Resources Laboratory (ARL) per facilitar l'ús del model de transport i dispersió HYSPLIT.

Finalment, perquè aquests anys també han estat molt intensos en el vessant personal, vull agrair a tots els amics i la família que m'envolta per haver estat al meu costat el dia a dia, o bé tant propers com la distància a Andorra ens ha permès. Els vostre ànims, a més, dels moments i escapades compartides amb tots vosaltres m'han ajudat a carregar les piles per anar avançant. I per últim, vull agrair més personalment als meus pares la confiança i el suport que mai heu deixat de donar-me durant tots aquests anys. Els valors que m'heu transmès, no ho dubteu, m'han ajudat cada dia a superar-me. I a la meva germana Bibiana perquè sense ella no hi hauria equip, gràcies per estar sempre allà. I sens dubte, és també gràcies a tu Oriol, que he pogut arribar on sóc avui. Aquests anys, has hagut de doblar els esforços per facilitar-me el camí, i només puc donar-te mil gràcies de tot cor.

# Resum

Els episodis de precipitació intensa en zones de muntanya sovint es veuen afavorits pels efectes orogràfics que actuen com a mecanismes que modifiquen la precipitació. Aquest treball vol contribuir a millorar el coneixement dels processos fonamentals que afecten la precipitació quan aquesta té lloc en una regió d'orografia complexa com és el cas de la zona oriental dels Pirineus, situada a la Mediterrània nord-occidental. En aquest treball de tesi, a partir de simulacions numèriques d'alta resolució realitzades amb els models meteorològics WRF i MESO-NH de nou casos d'estudi diferents, s'investiguen les condicions sinòptiques i mesoescales que afavoreixen el desenvolupament dels sistemes de precipitació al Pirineu Oriental. Entre d'altres, s'ha analitzat l'episodi del 7 novembre de 1982, que es troba entre els més intensos a Europa durant el període 1950-2005, en concret a Andorra, aquest ha estat l'episodi de risc que ha causat més morts al país. Els resultats obtinguts de les simulacions, amb passos de malla horitzontal de 2,5 i 2 km, reproduïxen estructures de precipitació amb una distribució i intensitat en concordança amb les observacions. Tot i això, s'ha examinat la incertesa associada a la sensibilitat que mostra la modelització a variacions en les condicions inicials i també a la microfísica.

L'anàlisi mesoescalar s'ha dut a terme tant per a episodis caracteritzats per fluxos estables com condicionalment inestables. A la primera part del treball s'ha examinat l'efecte de l'orografia en la localització i intensitat dels sistemes de precipitació. L'anàlisi s'ha fet a partir de l'aplicació dels resultats extrets tant de simulacions numèriques idealitzades com de casos d'estudi en altres regions muntanyoses. Pels episodis condicionalment inestables amb condicions atmosfèriques que evolucionen molt ràpidament com és el cas de les ciclogènesis mediterrànies, l'anàlisi de dos dels paràmetres adimensionals (activació de la convecció i el nombre de Froude humit) reflecteix la complexitat d'aplicar aquests resultats teòrics. En canvi, pels episodis hivernals de nord sota condicions estables, el camp de precipitació mostra una dependència segons el nombre de Froude representatiu del flux incident. Els comportaments identificats s'han resumit en forma de model conceptual.

A la segona part, l'anàlisi mesoescalar centrat en la descripció de la interacció entre el flux i la complexa orografia dels Pirineus ha permès identificar diferents factors tant dinàmics com microfísics que contribueixen a reforçar la precipitació orogràfica. Les retrotrajectòries basades en els traçadors eulerians passius, indiquen que l'ascens orogràfic directe és el principal mecanisme que desencadena la formació dels sistemes de precipitació als Pirineus. Mentre que, sota condicions atmosfèriques estables, les simulacions detecten la formació d'un màxim de



vent al vessant nord paral·lel a la serralada a causa del marcat efecte de bloqueig exercit pels Pirineus. En canvi, per certes situacions mesoescalars, a l'extrem est de la serralada es forma una zona de confluència molt marcada que al mateix temps afavoreix la formació d'un corrent de densitat molt ben organitzat. La influència dels processos microfísics implicats en el reforç de la precipitació s'ha estudiat per mitjà de l'anàlisi de la distribució vertical dels hidrometeors. Les estructures verticals descrites són coherents amb els models conceptuals proposats a partir de les campanyes observacionals realitzades en altres regions muntanyoses com poden ser els Alps. Un dels mecanismes suggerits com a dominants en el procés d'intensificació de la precipitació està relacionat amb la formació del calabruix.

S'ha realitzat l'anàlisi lagrangiana del flux d'alimentació dels sistemes de precipitació en episodis condicionalment inestables. Els resultats de les simulacions indiquen una important dependència de la intensitat de la precipitació als Pirineus amb dos factors: el component del vent perpendicular a la serralada i el transport d'humitat cap als Pirineus a la baixa troposfera. S'han suggerit diferents rangs de valors per tal de discriminar els episodis segons la intensitat de la precipitació orogràfica. En conjunt, i d'acord amb els resultats obtinguts a partir de simulacions idealitzades, es pot dir que com més fort sigui el camp de vent incidint perpendicular a la serralada i més elevada l'advecció d'humitat, més intensa serà la precipitació als Pirineus. Per l'episodi hivernal estudiat més intens, la detecció d'un corrent atmosfèric en forma de banda estreta i allargada amb un transport molt elevat d'humitat provinent de latituds equatorials (550 kg/m·s; *atmospheric river* en anglès) va contribuir clarament en la forta nevada. Una situació similar però molt més perillosa, va succeir el 1982 quan gràcies a la presència d'un màxim de vent de 30 m/s a 1500 m la part càlida i molt humida situada davant una pertorbació Atlàntica va incidir directament sobre els Pirineus Orientals i va persistir durant més de 10 h. Per aquest darrer episodi, també s'ha comprovat la contribució limitada del Mediterrani com a font local d'humitat (2-3 g/kg), en contraposició a l'elevada quantitat d'humitat (7-9 g/kg) provinent de les fonts remotes (latituds subtropicals Atlàntiques i nord d'Àfrica).

# Abstract

Heavy precipitation events over complex terrain are often favoured by enhancement mechanisms of precipitation. The windward slopes of the Eastern Pyrenees, as other mountainous Mediterranean regions, are regularly affected by heavy precipitation events (HPE). This present work benefits from high resolution numerical simulations of several case studies to investigate the synoptic and mesoscale environment favourable to precipitating systems development over the Eastern Pyrenees. The 1982 HPE, considered as one of the major flood disasters in Europe during the 1950-2005 period, in particular over Andorra caused the highest number of fatalities in one single episode. The mesoscale models WRF and MESO-NH run at horizontal grid-lengths of 2.5-2 km have reproduced realistic precipitation structures over the Pyrenees but the uncertainty associated to sensitivities to initial conditions and microphysics has also been highlighted.

The analysis has been done for both stable and conditionally unstable conditions. The former part of the analysis has explored the application of the results from purely idealized simulations or previous studies in other mountainous regions to the case study simulations. For conditionally unstable events with dynamic evolving conditions (Mediterranean cyclogenesis), the analysis of a triggering term and the moist Froude number reflects the complexity of applying theoretical results. On the other hand, for winter northerly stable flows the precipitation field reveals a dependency on the upstream Froude number. These patterns are synthesised in a conceptual model.

The mesoscale analyses and the description of the interaction between the flow and the complex orography, have shown different dynamical and microphysical factors which also contribute to enhance the orographic precipitation under both conditionally unstable and stable atmospheric conditions. Backward trajectories based on Eulerian on-line passive tracers indicate that the direct orographic lifting is the main forcing mechanism which triggers precipitating systems over the Pyrenees. For stable conditions, the simulations capture the formation of an along barrier flow in the north slope due to the blocking effect exerted by the Pyrenees. Under specific mesoscale configurations, a distinct confluence zone is also formed in the easternmost part of the massif, which in turn favours the generation of a well developed density current. The understanding of the microphysical processes involved in precipitation enhancement has been examined by means of the hydrometeor vertical distribution. The structures are consistent with conceptual models derived from observational field campaigns performed in other mountainous regions, where the proposed dominant mechanisms for intense precipitation are associated with

graupel.

From the lagrangian analysis of the feeding flow in the conditionally unstable episodes, the simulations indicate a marked dependence of the precipitation intensity over the Pyrenees on two factors: the cross-barrier wind intensity and the moisture advection towards the Pyrenees in the lower atmosphere. Different ranges have been suggested to discriminate the orographic precipitation intensity over the Pyrenees. In general, the stronger the cross-barrier component wind and the water vapour flux the more intense the orographic precipitation will be. During the most intense winter event, the detection of a narrow corridor of strong water vapour transport (atmospheric river; 550 kg/m·s) contributed to the generation of persistent precipitation. A similar but more intense situation occurred during the 1982 HPE when the Atlantic moist and warm conveyor belt combined with a LLJ (30 m/s) impinged over the Eastern Pyrenees more than 10 h. For this last episode, it has been also proved the limited role of the Mediterranean as local moisture source (2-3 g/kg) as the moisture coming from remote source regions (subtropical Atlantic and Africa) is larger (7-9 g/kg).

# Acrònims

3D-Var	Assimilació variacional tridimensional
4D-Var	Assimilació variacional quadridimensional
$a$	Amplitud mitjana de la serralada
ACDA	Atles Climàtic i Digital d'Andorra
AEMET	Agencia Estatal de METeorologia
AND	Andorra
AR	Atmospheric River
AROME-WMED	Application de la Recherche à l'Opérationnel à Méso-Échelle model PNT operacional a Météo-France durant el programa HyMeX
ASO	Tipus de circulació: flux atlàntic de sud-oest
AW	AROME-WMED
CAPE	Convective Available Potential Energy
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator
CIN	Convective INhibition
CE	Centre Europeu de predicció del temps a mitjà termini (ECMWF en anglès)
CENMA	Centre d'Estudis de la Neu i la Muntanya d'Andorra
CSE	Tipus de circulació: flux ciclònic sud-est
CNE	Tipus de circulació: flux ciclònic nord o est
CTRL	Simulació de control
EOP	Enhanced Observation Period
FEDA	Forces Elèctriques d'Andorra
FF	Tipus de circulació: Front Fred
$F_w$	Nombre de Froude humit
GPS	Global Positioning System
$h_t$	Alçada de la tropopausa
$h_m$	Alçada representativa de la serralada
HPE	Heavy Precipitation Event
HyMeX	HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment
IFS	Integrated Forecast System: model operacional del CE

IMPROVE	Improvement of Microphysical PaRametrizations through Observational Verification Experiment
IOP	Intensive Observation Period
LCL	Lifting Condensation Level
LFC	Level of Free Convection
LNB	Level of Neutral Buoyancy
LLJ	Low Level Jet
LOP	Long Observation Period
$M$	Alçada adimensional de la muntanya
MAP	Mesoscale Alpine Program
MESO-NH	Modèle de MESO-échelle Non-Hydrostatique de recherche
METEOSAT	Satèl·lit meteorològic geoestacionari europeu
MF2	Estació meteorològica de Météo-France
MSG	METEOSAT Second Generation
$N_w$	Freqüència Brunt-Vaisala no-saturada (en 1/s)
NE	Nord-est de la península Ibèrica
NOCAD	Simulació eliminant la serralada del Cadí
NOREL	Simulació eliminant tot el relleu
OMF	Orographic Moisture Flux
OPERA	Operational Programme for the Exchange of Weather Radar information
PIR	Pirineus
PNT	Predicció Numèrica del Temps
$PW$	Precipitable Water
$Q_3$	Flux horitzontal d'humitat integrat verticalment pels primers 3 km de l'atmosfera en kg/m·s
QPE	Quantitative Precipitation Estimation
QPF	Quantitative Precipitation Forecast
$r_v$	Humitat específica o proporció de la massa de vapor d'aigua per unitat de massa d'aire sec (en g/kg)
RMSf	Root Mean Square factor
SMC	Servei Meteorològic de Catalunya
SOP	Special Observation Period
TKE	Turbulent Kinetic Energy
XRAD	Xarxa de RADars de l'SMC
UVP	Unitats de Vorticitat Potencial
VP	Vorticitat Potencial
WG	Working Group
WRF	Weather and Research Forecasting model
$\theta_e$	Temperatura potencial equivalent
$\theta_v$	Temperatura potencial virtual

# Índex general

	Pàgina
<b>1. Introducció i objectius</b>	<b>1</b>
1.1. Distribució espaciotemporal de les precipitacions intenses a la Mediterrània . . .	2
1.2. Context meteorològic i particularitats de les regions muntanyoses . . . . .	5
1.2.1. El cas d'Andorra . . . . .	8
1.3. El programa HyMeX . . . . .	9
1.3.1. Els reptes de la predicció numèrica a alta resolució en terreny complex .	11
1.4. Objectius de la tesi . . . . .	12
1.4.1. Objectius principals . . . . .	12
1.4.2. Objectius específics . . . . .	13
1.5. Organització de la memòria . . . . .	13
<b>2. Episodis de precipitació intensa a la Mediterrania nord occidental: context meteorològic favorable</b>	<b>15</b>
2.1. Context sinòptic . . . . .	16
2.2. Context mesoescalar . . . . .	21
2.2.1. Els mecanismes d'ascens . . . . .	22
2.2.2. El flux a nivell baixos: contingut d'humitat . . . . .	23
<b>3. Efectes orogràfics en els sistemes de precipitació</b>	<b>25</b>
3.1. Factors fonamentals que regeixen la precipitació en zones de muntanya . . . . .	26
3.1.1. Dinàmica dels fluxos al interactuar amb l'orografia . . . . .	26
3.1.2. Processos microfísics . . . . .	27
3.2. Mecanismes bàsics de formació i reforç de la precipitació . . . . .	30
3.3. Estudis numèrics idealitzats . . . . .	32
3.3.1. Flux estable incidint sobre el relleu . . . . .	32
3.3.2. Flux condicionalment inestable incidint sobre el relleu . . . . .	33
<b>4. Metodologia</b>	<b>39</b>
4.1. Estratègia de l'estudi . . . . .	39
4.2. Part I: el model WRF . . . . .	41
4.3. Part II: el model MESO-NH . . . . .	43

4.4.	Eines de diagnòstic . . . . .	45
4.4.1.	Paràmetres de diagnòstic de la convecció . . . . .	45
4.4.2.	Trajectòries lagrangianes . . . . .	47
<b>5.</b>	<b>Simulació numèrica d'episodis caracteritzats per un flux condicionalment inestable</b>	<b>49</b>
5.1.	Resum . . . . .	49
5.2.	Article: <i>Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: Analysis of orographic effects</i> . . . . .	50
5.3.	Conclusions . . . . .	67
<b>6.</b>	<b>Simulació numèrica d'episodis hivernals caracteritzats per un flux estable</b>	<b>69</b>
6.1.	Casos d'estudi . . . . .	71
6.1.1.	Context sinòptic . . . . .	71
6.1.2.	Precipitació observada . . . . .	74
6.2.	Simulacions amb el model WRF . . . . .	75
6.2.1.	Configuració . . . . .	75
6.2.2.	Camp de precipitació modelitzat . . . . .	76
6.3.	Anàlisi mesoescalar . . . . .	79
6.3.1.	E1: 15 de desembre del 2008 . . . . .	80
6.3.2.	E2: 18 de desembre del 2008 . . . . .	86
6.3.3.	E3: 7 de febrer del 2009 . . . . .	88
6.4.	Anàlisi detallada de l'episodi E4: 11 de febrer del 2009 . . . . .	93
6.4.1.	Transport del vapor d'aigua: detecció d'un <i>atmospheric river</i> . . . . .	95
6.4.2.	Interacció del flux de nord amb els Pirineus . . . . .	96
6.4.3.	Intensificació de la precipitació riu amunt dels Pirineus . . . . .	99
6.5.	Conclusions . . . . .	102
<b>7.</b>	<b>Modelització de dos episodis ocorreguts durant el període EOP del programa HyMeX</b>	<b>105</b>
7.1.	Descripció dels episodis . . . . .	106
7.1.1.	27 d'octubre de 2011 . . . . .	109
7.1.2.	3 de novembre de 2011 . . . . .	112
7.2.	Configuració del model MESO-NH i simulacions realitzades . . . . .	116
7.3.	Acumulacions de precipitació simulades . . . . .	117
7.3.1.	3 de novembre de 2011 . . . . .	117
7.3.2.	27 d'octubre de 2011 . . . . .	122
7.4.	Identificació dels sistemes convectius mesoescalars . . . . .	122
7.5.	Anàlisi detallada dels sistemes de precipitació . . . . .	127
7.5.1.	Anàlisi dels sistemes convectius mesoescalars C i CD del 03/11/2011 . . . . .	127
7.5.2.	Anàlisi del sistema de precipitació AB del 27/10/2011 . . . . .	131

7.5.3. Sistemes de precipitació identificats als Pirineus . . . . .	134
7.6. Conclusions . . . . .	139
<b>8. L'episodi excepcional de pluja del 7 de novembre del 1982 als Pirineus</b>	<b>143</b>
8.1. Resum . . . . .	143
8.2. Article: <i>Mesoscale numerical analysis of the 1982 event</i> . . . . .	144
8.3. Efectes orogràfics en el camp de precipitació . . . . .	167
8.3.1. Test de sensibilitat: modificació del relleu . . . . .	167
8.3.2. Anàlisi dels processos microfísics . . . . .	173
8.4. Conclusions . . . . .	178
<b>9. Conclusions</b>	<b>181</b>
9.1. Objectius principals . . . . .	181
9.2. Objectius específics . . . . .	182
9.3. Línies de treball futur . . . . .	186
<b>10. Conclusions and future work</b>	<b>189</b>
10.1. General objectives . . . . .	189
10.2. Specific objectives . . . . .	190
10.3. Future work . . . . .	194
<b>Bibliografia</b>	<b>197</b>
<b>Annex</b>	<b>204</b>
<b>I. Validació del camp de precipitació per a les simulacions dels episodis EOP de HyMeX</b>	<b>205</b>
<b>Annex</b>	<b>207</b>
<b>II. Perfil vertical de reflectivitat per a la simulació CE0300N</b>	<b>209</b>
<b>Annex</b>	<b>209</b>
<b>III. Article: <i>Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia radar network</i></b>	<b>211</b>





# Índex de figures

1.1. Distribució geogràfica de la precipitació diària superior a 150 mm a França i dels màxims diaris a Espanya. . . . .	3
1.2. Distribució mensual precipitació diària superior a 40 mm a Andorra. . . . .	4
1.3. Bloqueig orogràfic del feix dels radars de la XRAD sobre els Pirineus orientals. . . . .	7
1.4. Climograma d'Andorra la Vella. . . . .	9
1.5. Localització de les zones d'observació del programa HyMeX . . . . .	10
2.1. Composició dels 4 tipus de circulació associats a precipitació diària significativa al NE de la Península Ibèrica . . . . .	17
2.2. Tipus de circulació associats a les situacions de precipitació torrencial (>100 mm) al NE de la Península Ibèrica . . . . .	19
2.3. Esquemes sinòptics característics dels episodis de precipitació intensa al sud-est de França . . . . .	20
2.4. Climatologia mesoescalar característica dels episodis de precipitació intensa a la regió del Llenguadoc-Rosselló . . . . .	23
2.5. Esquema conceptual de l'origen de la humitat que alimenta els episodis de precipitació intensa al sud-est de França . . . . .	24
3.1. Diagrama esquemàtic de la modificació orogràfica dels fluxos a escala Alpina. . . . .	27
3.2. Model conceptual del reforç orogràfic en presència d'estabilitat. . . . .	28
3.3. Model conceptual del reforç orogràfic en presència d'inestabilitat. . . . .	29
3.4. Mecanismes mitjançant els quals les muntanyes afecten els núvols de precipitació . . . . .	30
3.5. Règims identificats en la simulació idealitzada 2D d'un flux humit estable . . . . .	34
3.6. Esquema de recapitulació dels quatre règims identificats a Chen i Lin (2005) . . . . .	35
3.7. Resum dels testos de sensibilitat fets a Miglietta i Rotunno (2009, 2010) . . . . .	37
3.8. Esquema conceptual dels mecanismes d'ascens detectats a Bresson et al. (2012) . . . . .	38
4.1. Domini seleccionat per les simulacions d'alta resolució . . . . .	40
4.2. Diagrama de flux de la metodologia seguida per a l'anàlisi dels casos d'estudi . . . . .	41
4.3. Diagrama termodinàmic d'un radiosondatge . . . . .	46
4.4. Esquema del principi de càlcul dels traçadors lagrangians . . . . .	47
6.1. Tipus de circulació representatius dels episodis de nevades intenses a Andorra . . . . .	70

6.2.	Mapa de pressió en superfície i fronts a l'inici de cada un dels episodis . . . . .	72
6.3.	Evolució de les imatges del satèl·lit meteosat 9 per cada un dels episodis . . . . .	73
6.4.	Precipitació observada en 24 h per cada un dels episodis . . . . .	76
6.5.	Dominis definits en les simulacions dels episodis hivernals . . . . .	77
6.6.	Camp de precipitació simulat pel model WRF per cada episodi . . . . .	78
6.7.	Evolució temporal de les condicions sinòptiques durant l'episodi E1 . . . . .	81
6.8.	Retrotrajectòries calculades durant els episodis E1 i E2 . . . . .	83
6.9.	Tall vertical nord-sud de les condicions atmosfèriques durant els episodis E1 i E2	84
6.10.	Evolució temporal de les condicions sinòptiques durant l'episodi E2 . . . . .	87
6.11.	Evolució temporal de les condicions sinòptiques durant l'episodi E3 . . . . .	89
6.12.	Retrotrajectòries calculades durant l'episodi E3 . . . . .	90
6.13.	Tall vertical nord-sud de les condicions atmosfèriques durant l'episodi E1 . . . .	92
6.14.	Tall vertical nord-sud de les condicions atmosfèriques durant l'episodi E1 . . . .	92
6.15.	Evolució temporal de les condicions sinòptiques durant l'episodi E4 . . . . .	94
6.16.	Evolució del total d'aigua precipitable els dies previs a l'episodi E4 obtinguda a partir de dades de satèl·lit . . . . .	97
6.17.	Retrotrajectòries calculades durant l'episodi E4 . . . . .	98
6.18.	Tall vertical nord-sud de les condicions atmosfèriques durant l'episodi E4 . . . .	98
6.19.	Distribució horitzontal i vertical des diferents camps microfísics al llarg de l'estructura de l' <i>atmospheric river</i> . . . . .	100
6.20.	Representació conceptual dels episodis hivernals estables . . . . .	102
7.1.	Precipitació observada en 24 h en cada episodi . . . . .	107
7.2.	Evolució temporal de l'acumulació horària per cada episodi . . . . .	107
7.3.	Acumulació de precipitació en 6 h per l'episodi 3/11/2011 . . . . .	108
7.4.	Evolució de les condicions sinòptiques presents durant l'episodi del 27/10/2011	110
7.5.	Evolució de les imatges de Meteosat durant els dos episodis d'estudi: 27/10/2011 i 03/11/2011 . . . . .	111
7.6.	Evolució de la reflectivitat radar per l'episodi 27/10/2011 . . . . .	112
7.7.	Evolució de les condicions sinòptiques presents durant l'episodi del 03/11/2011	114
7.8.	Evolució de la reflectivitat radar per l'episodi 3/11/2011 . . . . .	115
7.9.	Acumulació total de precipitació per totes les simulacions fetes de l'episodi 3/11/2011 . . . . .	118
7.10.	Acumulació 6 h de precipitació en les simulacions AW003N i CE0300N (2,5 km) de l'episodi 3/11/2011 . . . . .	120
7.11.	Acumulació 6 h de precipitació per la simulació CE0300N (500 m) de l'episodi 3/11/2011 . . . . .	121
7.12.	Acumulació total de precipitació per totes les simulacions fetes de l'episodi 27/10/2011 . . . . .	122
7.13.	Reflectivitat radar simulada i observada per l'episodi del 27/10/2011 . . . . .	123
7.14.	Evolució temporal del perfil vertical de reflectivitat radar simulat a diferents punts	124

7.15. Reflectivitat radar simulada i observada per l'episodi del 03/11/2011 . . . . .	126
7.16. Camps mesoescalars obtinguts pel sistema convectiu C amb la simulació CE0300N	128
7.17. Retrotrajectòries pel sistema convectiu C identificat amb la simulació CE0300N	129
7.18. Camps mesoescalars obtinguts pel sistema convectiu CD amb la simulació CE0300N . . . . .	131
7.19. Camps mesoescalars obtinguts pel sistema convectiu AB amb la simulació AW2700	132
7.20. Retrotrajectòries pel sistema convectiu AB identificat amb la simulació AW2700	133
7.21. Detall de les retrotrajectòries iniciades als Pirineus el dia 03/11/2011 per a la simulació CE0300N . . . . .	135
7.22. Detall de les retrotrajectòries iniciades als Pirineus el dia 27/10/2011 per a la simulació AW2700 . . . . .	136
7.23. Evolució temporal de les característiques del flux d'alimentació de dos dels sistemes de precipitació analitzats . . . . .	138
8.1. Comparació de la precipitació acumulada en cada una de les fases de l'episodi del 1982 . . . . .	168
8.2. Precipitació acumulada obtinguda amb la simulació NOREL per cada una de les fases . . . . .	169
8.3. Precipitació total acumulada per la simulació NOREL i diferència entre les simulacions (CTRL-NOREL) . . . . .	170
8.4. Temperatura potencial equivalent a 850 hPa per la simulació CTRL i la NOREL durant dos instants representatius de la fase 2 i 3 . . . . .	172
8.5. Precipitació acumulada total per la simulació NOCAD i diferència entre les simulacions (CTRL-NOCAD) . . . . .	173
8.6. Precipitació mitjana acumulada (mm) per cada simulació (CTRL, NOREL, NOCAD) a cada una dels subdominis definits . . . . .	173
8.7. Proporció de mescla per diferents hidrometeors obtinguts a la simulació CTRL	175
8.8. Camps rellevants en els processos microfísics obtinguts per les simulacions NOCAD i NOREL . . . . .	177
I.1. Acumulació total de precipitació per la simulació seleccionada en cada episodi .	206
II.1. Evolució temporal del perfil vertical de reflectivitat radar simulat amb CE0300N	209



# Índex de taules

1.1. Distribució espacial de la incertesa dels productes QPE de la XRAD . . . . .	7
4.1. Episodis de precipitació seleccionats per a l'estudi, model utilitzat a cada simulació i acumulacions diàries màximes observades a Andorra i el Pirineu català. .	40
4.2. Principals característiques dels dominis, condicions inicials i de contorn i esquema microfísic utilitzat amb el model WRF. . . . .	43
4.3. Principals característiques dels dominis, condicions inicials i de contorn i esquema microfísic utilitzat amb el model MESO-NH. . . . .	45
6.1. Llistat dels episodis simulats, hora d'inici de cada un d'ells (períodes de 48 h) i precipitació observada a les tres estacions meteorològiques de la xarxa del CENMA. Les estacions s'han ordenat de esquerra a dreta segons l'eix nord-sud on es troben localitzades. . . . .	75
6.2. Nombre de Froude predit i característiques del perfil vertical del flux identificat com a representatiu de les condicions atmosfèriques riu amunt dels Pirineus en cadascun dels episodis. . . . .	82
7.1. Característiques de les simulacions fetes amb el model MESO-NH . . . . .	117
7.2. Evolució de les característiques del flux d'alimentació dels sistemes de precipitació pirinencs . . . . .	137
8.1. Precipitació mitjana acumulada (mm) a cada una de les regions definides a la figura 8.3 i percentatge de variació respecte la simulació CTRL, entre parèntesis.	171



# Introducció i objectius

---

<b>1.1. Distribució espaciotemporal de les precipitacions intenses a la Mediterrània</b> . . . . .	<b>2</b>
<b>1.2. Context meteorològic i particularitats de les regions muntanyoses</b>	<b>5</b>
1.2.1. El cas d'Andorra . . . . .	8
<b>1.3. El programa HyMeX</b> . . . . .	<b>9</b>
1.3.1. Els reptes de la predicció numèrica a alta resolució en terreny complex	11
<b>1.4. Objectius de la tesi</b> . . . . .	<b>12</b>
1.4.1. Objectius principals . . . . .	12
1.4.2. Objectius específics . . . . .	13
<b>1.5. Organització de la memòria</b> . . . . .	<b>13</b>

---

La conca mediterrània té unes característiques fisiogràfiques molt particulars, que la converteixen en una zona amb una climatologia molt específica, a cavall del clima de latituds mitjanes i de les zones subtropicals. En termes generals, el clima mediterrani es caracteritza per llargs estius calorosos i secs; en canvi és durant la meitat freda de l'any quan tenen lloc les precipitacions (entre setembre i abril depenent de la zona) amb màxims habitualment a la tardor. A més, el mar Mediterrani està envoltat de terra pràcticament en la seva totalitat, per exemple l'extrem occidental es comunica amb l'oceà Atlàntic a través dels només 14 km d'amplada i 300 m de profunditat de l'estret de Gibraltar. Les més de 200 illes distribuïdes pel mar, les diferents penínsules que sobresurten en direcció el continent africà i les importants cadenes muntanyoses que l'envolten (com els Pirineus, Alps, Alps Dinàrics o els Atles) li confereixen una morfologia única. Aquesta configuració topogràfica influeix fortament en les circulacions dels fluxos d'aire, tant sinòptics com mesoescalars, i és clau en la distribució i intensitat de la pluviometria de la conca mediterrània.



## 1.1. Distribució espaciotemporal de les precipitacions intenses a la Mediterrània occidental

Diferents estudis climatològics on s'analitza la distribució espacial de la precipitació a la regió occidental del Mediterrani mostren com els màxims de precipitació es localitzen principalment a zones properes a la costa i sobre els relleus exposats als fluxos humits. Per exemple, la figura 1.1a mostra la distribució geogràfica dels episodis diaris superiors a 150 mm a França. Destaca la marcada diferència entre la costa Atlàntica i la costa sud-est mediterrània, on es localitzen la totalitat dels màxims. En concret, els trobem resseguint els relleus més importants a l'est dels Pirineus, al sud del Massís Central i el vessant mediterrani dels Alps. Complementàriament, Ricard et al. (2012) a la seva figura 3 mostra una climatologia mensual per al període 1967-2006 dels episodis de precipitació intensa al sud-est de França on s'identifica com aquests episodis es produeixen preferentment a la tardor (>50%), amb un pic d'ocurrència al mes d'octubre (20%).

Per al cas de la península Ibèrica, a la recent revisió de la climatologia de màxims diaris de precipitació publicada per Ramis et al. (2013), es mostra que els valors superiors a 150 mm es localitzen al llarg de tota la costa Mediterrània, des de l'estret de Gibraltar fins als Pirineus (fig. 1.1b). Destaca la regió de València on es concentren els valors més intensos de més de 600 mm i un màxim superior als 800 mm (episodi del 3 al 4 de novembre de 1987). A la figura 5 de l'article, on es representa la distribució espacial dels màxims segons l'estació de l'any, es detecta com el nombre més elevat de valors extrems es registra durant la tardor i que els màxims es localitzen principalment a les zones costeres del Mediterrani, prop dels Pirineus i al llarg de les cadenes muntanyoses més elevades.

Si ens centrem únicament en la regió de Catalunya i Andorra, a la figura 1.2 s'hi ha representat la distribució mensual de la precipitació igual o superior a 100 mm per al període 1950-2005 a Catalunya i per a Andorra s'han seleccionat els valors superiors a 40 mm a les dues estacions meteorològiques de Ransol i Central de FEDA (Forces Elèctriques d'Andorra) operatives des de finals del 1934. El llindar de 40 mm s'ha escollit per tal que la mostra fos representativa de les precipitacions intenses registrades a Andorra i inclouen el 10% dels dies amb precipitació. El gràfic indica un màxim d'ocurrència pel mes d'octubre a Catalunya (21%), en canvi a Andorra es detecta durant el mes de novembre (18-16%). En conjunt, el període d'agost a desembre inclou més del 60% de dies. Intensitats de precipitació torrencials que ocasionen inundacions sobtades són freqüents en aquesta àrea, com ho demostra un estudi climatològic basat en seixanta anys d'observacions a la ciutat de Barcelona, on es mostra que una intensitat de precipitació 5-minutal de 100 mm/h té un període de retorn d'1 any a la capital catalana (Lorente i Redaño, 1990). Així doncs per al cas del nord-est de la península Ibèrica i els Pirineus orientals, es confirma el comportament estacional detectat tant a tota la zona mediterrània de la península com també al sud-est de França amb el màxim a la tardor.

Una de les raons d'aquesta estacionalitat és que a finals d'estiu i durant la tardor, quan les aigües mediterrànies són relativament més càlides i l'evaporació és màxima, els intercanvis de

## 1.1. Distribució espaciotemporal de les precipitacions intenses a la Mediterrània

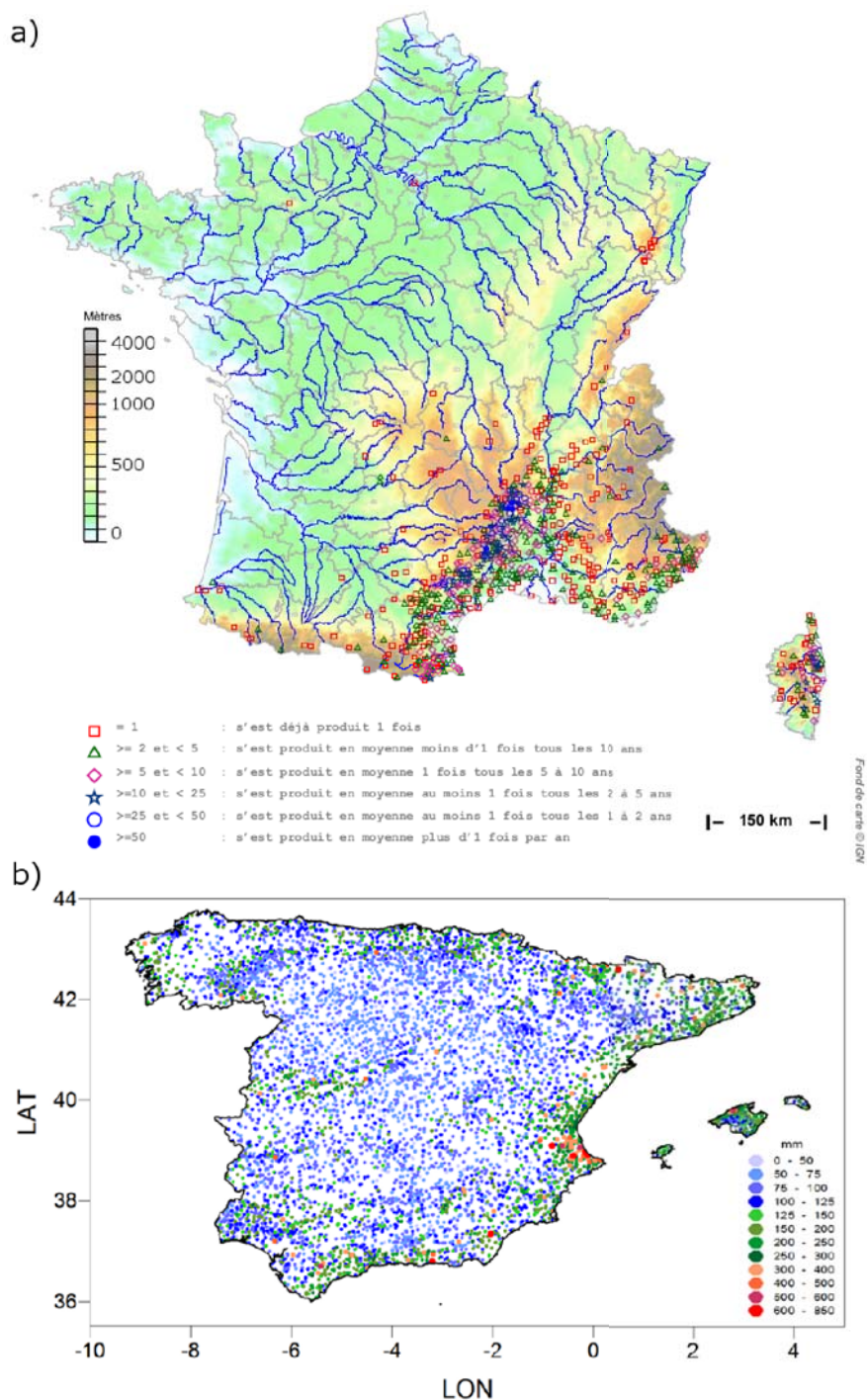


Figura 1.1: Ocurrencia climàtica observada de les precipitacions diàries  $>150$  mm pel període 1963-2012. Font: Météo-France (2013). b) Màxims de precipitació diària a Espanya i les illes Balears. Els punts mostren la localització dels pluviòmetres i els colors indiquen les acumulacions de precipitació extremes (mm). Font: Ramis et al. (2013).

calor sensible i calor latent entre l'aire i la superfície del mar permeten que els nivells baixos de la troposfera esdevinguin més càlids i incrementin el seu contingut d'humitat (Jansà, 1959). La

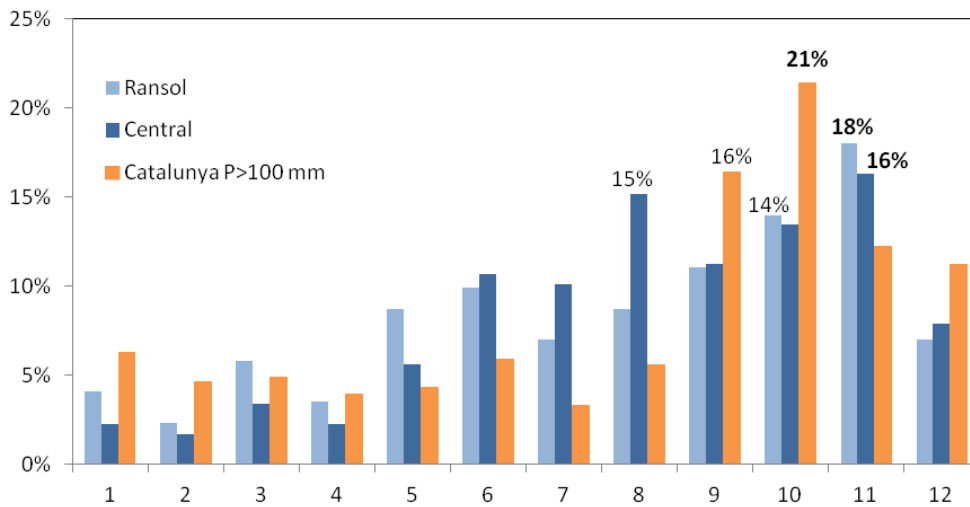


Figura 1.2: Distribució mensual de la precipitació diària superior a 40 mm per les estacions andorranes de Ransol i Central (1935-2010). Per Catalunya es mostra la freqüència relativa dels dies amb precipitació diària igual o superior a 100 mm (1950-2005). Fonts: FEDA, Martin-Vide et al. (2008).

inestabilitat condicional que presenta la massa d'aire mediterrània (Ramis, 1995), esdevé un factor clau a l'hora d'afavorir l'ocurrència d'episodis de precipitació intensa quan es combina amb diferents situacions sinòptiques favorables, com pot ser la presència a nivells alts d'un solc al camp de geopotencial ben marcat o baixes pressions a nivells mitjos amb aportació d'aire fred provinent de latituds més septentrionals. Sense cap dubte, com les climatologies anteriors ens han deixat entreveure, a aquests dos factors cal afegir-hi la configuració orogràfica de la conca mediterrània que esdevé decisiva en la distribució de la precipitació. A escala local, el relleu, tant pot afavorir la formació de sistemes convectius en zones concretes a causa de les convergències locals o bé més exposades als fluxos marítics humits, com actuar modificant els sistemes de precipitació ja existents. A escala sinòptica, el paper que exerceix el relleu de la conca també és destacat (Reiter, 1975). Principalment modifica les configuracions atmosfèriques provinents de l'Atlàntic i genera zones de baixes pressions a sotavent de les principals cadenes muntanyoses com els Alps, Atles o Pirineus (Buzzi i Tibaldi, 1978; Horvath et al., 2006; Romero, 2001). Pel cas dels Pirineus, la tardor del 1990, va tenir lloc la campanya experimental PYREX (Pyrenees Experiment) amb l'objectiu principal de quantificar la influència dinàmica de la serralada en les circulacions atmosfèriques locals i millorar la parametrització d'aquest relleu en els models numèrics de predicció del temps (Bougeault et al., 1993). Aquesta campanya va permetre, doncs, la quantificació de la intensitat del dipol orogràfic de pressió que es genera quan els fluxos incideixen perpendiculars als Pirineus, generant baixes pressions al vessant sud (nord) quan són de component nord (sud) (Argandoña et al., 2003; Genovés i Jansa, 1993).

## 1.2. Context meteorològic i particularitats de les regions muntanyoses

Nombrosos treballs han estudiat les causes i les condicions meteorològiques favorables a l'hora de desencadenar episodis de precipitació intensa tant al nord-est de la península Ibèrica (Doswell III et al., 1998; Homar et al., 2002; Ramis et al., 1998; Romero et al., 2000, 1997) com en altres regions de la Mediterrània nord-occidental (Buzzi et al., 2014; Ducrocq et al., 2002; Ferretti i Rotunno, 2000; Nuissier et al., 2008). Episodis extrems succeïts en els darrers anys, com el del 10 de juny del 2000 a Montserrat (Barcelona) on es van registrar 223 mm en 24 h, o el del 8-9 de setembre de 2002 al departament francès de Gard (Llenguadoc-Rosselló) amb més de 600 mm en 24 h en són un bon exemple. L'impacte social d'aquests dos episodis va ser molt important, ja que a més dels elevats danys materials, van haver-hi nombroses víctimes mortals: 5 a Montserrat i 86 a l'episodi de Gard. El caràcter catastròfic d'aquests episodis ha fet que hagin estat extensament documentats utilitzant tant les dades observacionals d'estacions i radars meteorològics com les eines de modelització hidrometeorològica (Amengual et al., 2007; Bonnifait et al., 2009; Davolio et al., 2007; Ducrocq et al., 2008; Llasat et al., 2003; Martín et al., 2007; Rigo i Llasat, 2005). També han estat utilitzats com a episodis de referència per tal de dur a terme estudis d'intercomparació de models meteorològics operatius en diferents regions mediterrànies (Anquetin et al., 2005; Mariani et al., 2005; Romero et al., 2006).

Pel que fa a l'àmbit dels Pirineus, l'episodi més destacat dels darrers anys va ser les inundacions de Biescas (Osca), el 7 d'agost del 1996, en què van morir 87 persones quan les aigües del torrent d'Aràs (18,8 km<sup>2</sup>) afluent del riu Gàllego van inundar el càmping *Las Nieves*. En aquest episodi van caure més de 200 mm en 3 h (entre les 15:00 i 18:00 TU), dels quals 160 mm es van registrar en només una hora. La durada i intensitat de l'episodi evidencia el caràcter explosiu de la profunda convecció. En aquest cas particular, com es mostra a Romero et al. (2001), tot indica que la forta influència del relleu típica d'aquesta zona i el paper decisiu de les circulacions derivades del forçament diürn (baixa tèrmica a la vall de l'Ebre i vents catabàtics) van afavorir la predictibilitat de l'episodi. Tot i això, els factors mesoscalars com la formació de l'embossament d'aire fred (*cold pool*, en anglès) induït per la convecció, van dominar en la posterior propagació de les cel·les convectives. Així doncs aquest estudi posa de manifest la importància dels models mesoscalars a l'hora de reproduir la pròpia dinàmica dels sistemes convectius per tal de millorar la capacitat de predicció dels episodis de precipitació intensa.

En zones d'orografia complexa, durant aquest tipus d'episodis en què les acumulacions diàries excedeixen fàcilment els 100 mm es supera la capacitat de resposta hidrològica de les petites conques mediterrànies i torrents de muntanya, produint-se com hem vist inundacions sovint amb conseqüències catastròfiques. Així com un sistema convectiu mesoescalar estacionari pot ocasionar crescudes sobtades en conques de 500-2000 km<sup>2</sup>, per una conca de només una desena de km<sup>2</sup>, com les que trobem als Pirineus i Andorra, n'hi hauria prou amb una tempesta unicel·lular ordinària (60 mm en 1 h; Trapero et al. (2011)). Aquest vincle directe entre la resposta hidrològica i les dimensions de la conca afectada durant un episodi de precipitació in-

tensa reforça la necessitat de disposar de sistemes d'observació amb alta resolució espacial i temporal per poder detectar aquests màxims. La naturalesa local d'aquest fenomen dificulta però la capacitat de les xarxes de pluviòmetres existents per detectar-ne la seva intensitat, ja que la seva densitat és insuficient per detectar la variabilitat del camp de precipitació en zones de muntanya, entre altres fonts d'error. En aquest sentit, els sistemes d'observació radar implementats en els darreres anys, han permès millorar considerablement l'estimació quantitativa de la precipitació (QPE), augmentant tant l'àrea de cobertura com la resolució espacial i temporal de les observacions. Però aquests sistemes en zones d'orografia complexa es veuen afectats per un elevat bloqueig topogràfic entre altres factors. Aquest factor limita en gran mesura l'estimació quantitativa de la precipitació convertint-la en una tasca bastant complexa en aquestes zones ja que la subestimació de la seva intensitat hi és important. Durant les últimes dècades s'han dedicat importants esforços en millorar les xarxes de radars en zones de muntanya com els Alps, ja sigui complementant-les amb nous radars per tal de millorar-ne la cobertura, com en el recent projecte RHYTMME a França Meriaux et al. (2011) o bé desenvolupant algorismes per millorar les observacions operacionals, com és en el cas de Suïssa Germann et al. (2006).

Pel que fa al nord-est de la Península Ibèrica i als Pirineus orientals, aquesta zona està coberta per la densa xarxa (XRAD) del Servei Meteorològic de Catalunya (SMC), formada per quatre radars: Puig Bernat (PBE), Puig d'Arques (PDA), Creu del Vent (CDV) i La Miranda (LMI). Es tracta de quatre radars de tipus Doppler que operen en la banda C. A més dels dos productes que genera directament el processador del radar, el de curt abast (130 km per PBE, PDA, LMI i 150 km per CDV) i el de llarg abast (250 km) (Argemí et al., 2009), també es genera un tercer producte a partir del programari EHIMI (Eina de Predicció Hidrometeorològica Integrada; Sánchez-Diezma et al. (2002)). Aquest programari es va dissenyar amb l'objectiu de corregir les observacions radar en temps real per utilitzar-les en aplicacions hidrometeorològiques. Les principals correccions implementades en el sistema són (Bech et al., 2005): correcció de l'estabilitat de les mesures del radar, interpolació d'azimuts perduts, correccions orogràfiques (d'errors d'apuntament i d'apantallament, identificació i substitució de falsos ecos de terra, eliminació dels senyals causats pels lòbuls secundaris del radar) i l'eliminació de taques residuals no relacionades amb la precipitació. A mesura que el nombre d'aplicacions dels productes radar ha anat incrementant, el control de qualitat dels productes QPE i la quantificació de la incertesa en l'estimació de la precipitació ha esdevingut crucial. En aquest sentit, el treball de Trapero et al. (2009) avalua l'estimació diària de la precipitació obtinguda per cada un dels productes QPE (curt i llarg abast, EHIMI) comparant-la amb les mesures de més de 160 pluviòmetres de la xarxa d'estacions meteorològiques del SMC. Per discriminar l'efecte del relleu en la configuració de la XRAD, a la figura 1.3 es mostra l'elevat grau de bloqueig orogràfic que pateix el feix del radar per l'elevació d'escaneig més baixa a la zona dels Pirineus ( $\simeq 40\%$ ), i si ens fixem en l'àrea d'Andorra aquest bloqueig és superior al 50% en tots els radars.

Els resultats de l'estudi confirmen que en general els tres radars subestimen la precipitació i

## 1.2. Context meteorològic i particularitats de les regions muntanyoses

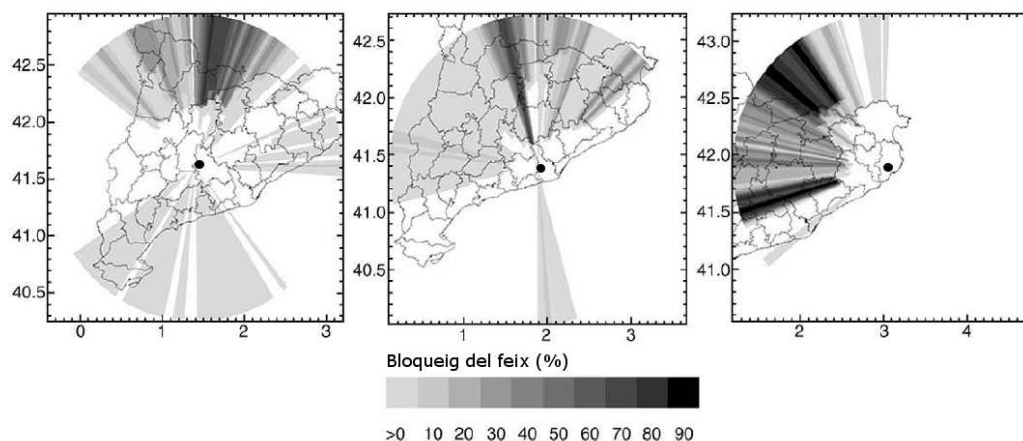


Figura 1.3: Bloqueig orogràfic del feix del radar per l'elevació d'escaneig més baixa a diferents radars del Servei Meteorològic de Catalunya. D'esquerra a dreta: Creu del Vent (0,8°), Puig Bernat (0,7°) i Puig d'Arques (0,5°). Font: Trapero et al. (2009).

Taula 1.1: RMSf i biaix promig agrupat segons la distància al radar i el bloqueig del feix pels productes QPE de la XRAD a Catalunya (CDV, PBE, PDA). Els valors en negreta corresponen al producte curt abast i en cursiva a les dades corregides EHIMI. Font: Trapero et al. (2009).

Blockage	Range (km)								
	0-40			40-100			100-160		
	# Gauges	BIAS (dB)	RMSf	# Gauges	BIAS (dB)	RMSf	# Gauges	BIAS (dB)	RMSf
<b>CDV</b>									
0	16	-4.57	<b>3.79</b>	49	-3.68	<b>3.34</b>	11	-5.05	<b>5.76</b>
		-4.77	3.79		-4.21	3.43	10	-5.30	5.40
1-50%	8	-4.46	<b>3.84</b>	29	-5.17	<b>4.39</b>	25	-7.08	<b>9.72</b>
		-4.93	4.30		-5.23	4.36	27	-7.60	11.26
50-70%	0	N/A	N/A	3	-11.45	<b>21.03</b>	1	-11.41	<b>21.14</b>
		N/A	N/A		-8.97	11.70		-8.83	12.26
<b>PBE</b>									
0	23	-7.45	<b>7.54</b>	15	-6.95	<b>6.51</b>	16	-7.37	<b>6.69</b>
		-7.11	7.17		-7.06	7.01		-6.76	6.71
1-50%	4	-7.46	<b>7.87</b>	40	-7.48	<b>8.00</b>	34	-8.73	<b>12.96</b>
		-7.30	7.79		-7.59	7.99	33	-8.83	13.17
50-70%	1	-7.57	<b>9.30</b>	0	N/A	N/A	0	N/A	N/A
		-5.54	5.07		N/A	N/A		N/A	N/A
<b>PDA</b>									
0	18	-11.50	<b>19.26</b>	10	-10.50	<b>15.96</b>	6	-10.17	<b>17.07</b>
		-11.71	21.42		-10.15	15.66		-10.72	18.55
1-50%	0	N/A	N/A	18	-11.37	<b>21.01</b>	10	-11.63	<b>26.79</b>
		N/A	N/A		-11.92	27.28		-11.69	30.44
50-70%	0	N/A	N/A	1	-13.13	<b>34.55</b>	2	-14.02	<b>42.44</b>
		N/A	N/A		-10.83	19.06		-12.49	42.18

que aquest efecte augmenta amb la distància al radar i el bloqueig del feix. Per altra banda, el producte corregit de QPE millora sistemàticament el biaix (2 dB) en zones amb un elevat bloqueig (50-70%). A la part final de l'anàlisi, s'ha estimat la incertesa en l'estimació de la precipitació per tots els productes radar a cada una de les localitzacions dels pluviòmetres. La taula 1.1 mostra un resum dels resultats agrupats en funció de la distància a què es troba cada pluviòmetre del radar i del grau de bloqueig existent en aquella localització. La distribució geogràfica del biaix indica una dèbil subestimació aprop del radar [-4, -7 dB] que s'incrementa substancialment a llargues distàncies [-7, -11 dB], especialment al nord de Cata-

lunya, on hem vist que el bloqueig orogràfic hi és important (>40%). La totalitat del treball el podeu consultar a l'annex III. Aquests resultats, similars als obtinguts en altres zones com ara Itàlia (Fornasiero et al., 2006) o Noruega (Bech et al., 2007), cal tenir-los presents ja que moltes aplicacions es beneficien dels productes QPE, com la previsió immediata en cas de pluges intenses, els models hidrometeorològics o bé la validació del camp de precipitació obtingut a partir de prediccions numèriques del temps a alta resolució. En aquest cas permetrà conèixer millor la distribució espacial de l'error dels productes QPE sobre la zona que és motiu d'estudi en aquesta tesi.

### 1.2.1. El cas d'Andorra

El Principat d'Andorra, amb una superfície de 468 km<sup>2</sup>, es troba situat al cor dels Pirineus orientals, limita al sud amb Catalunya i el terç nord amb França. Aquest petit país té un relleu molt marcat amb altituds compreses entre els 837 m al fons de vall més meridional i els 2942 m del seu pic més alt (Comapedrosa), això el converteix en el país amb l'altitud mitjana més elevada d'Europa (2044 m). Des d'un punt de vista climàtic, Andorra té un clima submediterrani, característic del nord-est de la península Ibèrica. Tot i això, alguns factors com l'influència continental, el relleu i l'orientació principalment sud respecte els Pirineus introdueixen alguns canvis en els règims estacionals de precipitació típics (Esteban et al., 2005). El climograma per Andorra la Vella de la figura 1.4 mostra aquestes particularitats. La figura 1.2 confirma com a més dels màxims a la tardor, el forçament diürn present durant l'estació càlida de l'any (maig-agost) contribueix en la generació d'episodis molt locals de precipitació intensa. En el període comprès entre el 1958 i 2012 a l'estació meteorològica de Ransol s'ha superat el llinar de 80 mm només en dotze ocasions durant la tardor, tres a la primavera i una vegada el mes de febrer. El Principat, a diferència de les regions pirinenques veïnes de Catalunya i França, va patir un creixement econòmic molt important durant la segona meitat del segle XX afavorit per l'inici de les activitats comercials i turístiques. Aquest creixement ha convertit Andorra en la regió més exposada als riscos naturals de tots els Pirineus a causa del gran nombre d'infraestructures i la seva elevada densitat de població (>140 habitants per km<sup>2</sup>, comparable a la densitat mitjana de la regió dels Alps). Així doncs, quan els vessants muntanyosos amb pendents molt marcats presents a tot el país són afectats per precipitacions intenses, s'incrementa considerablement la probabilitat d'ocurrència d'episodis de risc natural com esllavissades, caigudes de blocs, allaus o inundacions sobtades (Gallego, 2003) que poden afectar la població. En concret, a Andorra el risc natural més freqüent són les caigudes de blocs, però en canvi va ser l'episodi de precipitació intensa i inundacions ocorregut, el novembre del 1982, la catàstrofe natural més tràgica que ha viscut el país en el darrer segle, amb 13 morts, importants pèrdues econòmiques i marcats efectes en el terreny (veure capítol 8). Aquest episodi, es recull en el catàleg de Barredo (2007) que compren el període 1950-2005 i inclou els episodis d'inundacions més catastròfics ocorreguts a Europa. Pel que fa a les allaus, tot i no ser el risc més freqüent al país, són el fenomen que més víctimes mortals han causat: 15 morts en 35 anys (Gallego et al., 2011).

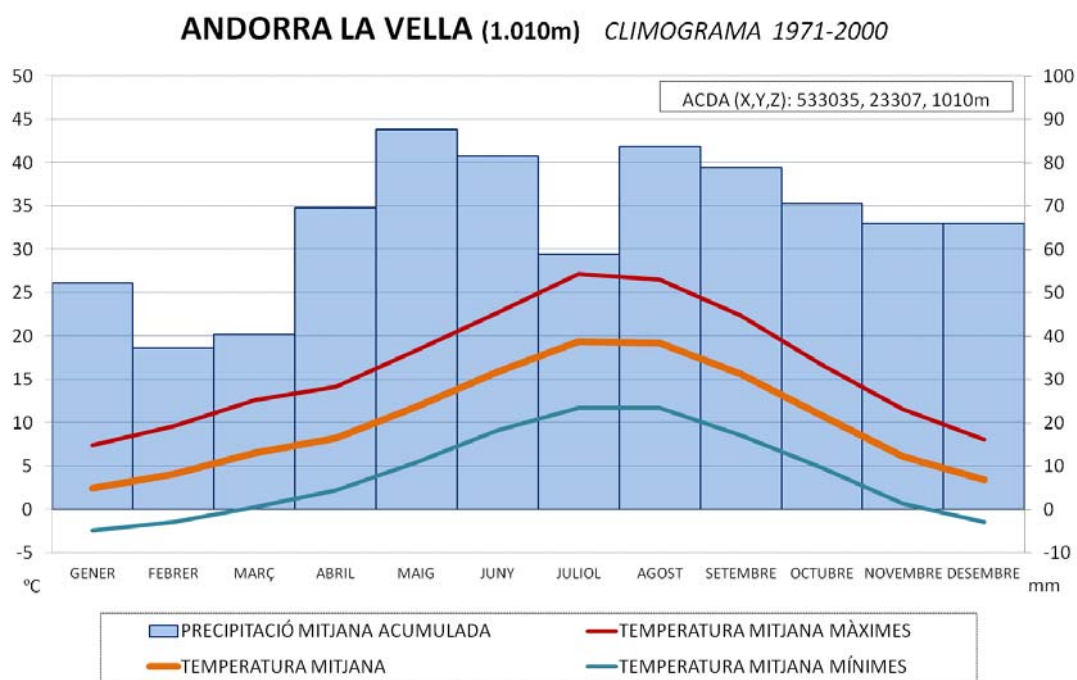


Figura 1.4: Climograma d'Andorra la Vella basat en les dades de l'Atles climàtic i digital d'Andorra (diponible a [www.acda.ad](http://www.acda.ad)). Font: CENMA (2014).

### 1.3. El programa HyMeX

Les precipitacions intenses de la tardor no són els únics episodis extrems que tenen lloc a la conca Mediterrània. També succeeixen altres episodis meteorològics d'alt impacte com: els de forts vents i temporals de mar associats a ciclogènesi perilloses o bé les onades de calor i episodis de sequera acompanyats sovint de grans incendis forestals. Tot i els considerables esforços dedicats a millorar la previsió d'aquest tipus d'episodis la seva precisió encara és insuficient per satisfer les demandes de la societat actual. Un clar exemple són les limitacions existents en la capacitat de predicció de precipitacions i inundacions, en termes de localització, intensitat i cronologia, malgrat el progrés significatiu fet en el desenvolupament dels models mesoescalars de predicció del temps. És en aquest marc, que el 2008 neix el programa HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment), amb l'objectiu principal de millorar el coneixement i la quantificació del cicle hidrològic a la conca Mediterrània, fent especial èmfasi tant en els episodis meteorològics d'alt impacte com en els seus efectes regionals en el context de canvi global en què ens trobem. El contingut científic del programa, descrit a Drobinski et al. (2013), s'organitza al voltant de cinc àmbits de recerca principals, cada un d'ells tractat en un grup de treball específic (*WG*, de l'anglès *Working Group*). Els àmbits són:

**WG1:** El balanç hídric a la Mediterrània.

**WG2:** El cicle hidrològic continental i els recursos hídrics relacionats.

**WG3:** Les precipitacions intenses, inundacions sobtades i inundacions.



**WG4:** La forta interacció entre l'atmosfera i el mar.

**WG5:** Impactes socials i econòmics.

Un component clau del programa HyMeX, és la campanya experimental o període d'observació especial (SOP1, *Special Observation Period*) dissenyat per a l'observació d'episodis de precipitació intensa i inundacions al nord-oest de la conca Mediterrània (NW Med TA) durant la tardor del 2012 (Ducrocq et al., 2013b). La figura 1.5 mostra la localització de les zones de mesura del projecte HyMeX. El SOP1 es subdivideix en diferents períodes d'observació intensius (IOP, *Intensive Observation Period*), un per cada episodi identificat. El disseny de la campanya s'ha basat en l'experiència adquirida en campanyes anteriors, com el *Mesoscale Alpine Program* (MAP), on es va concloure que la caracterització de les condicions atmosfèriques riu amunt dels relleus abans que els fluxos humits d'aire arribessin a les zones muntanyoses eren tant importants com les pròpies parametritzacions físiques dels models meteorològics (Lascaux et al., 2006; Rotunno i Houze, 2007).

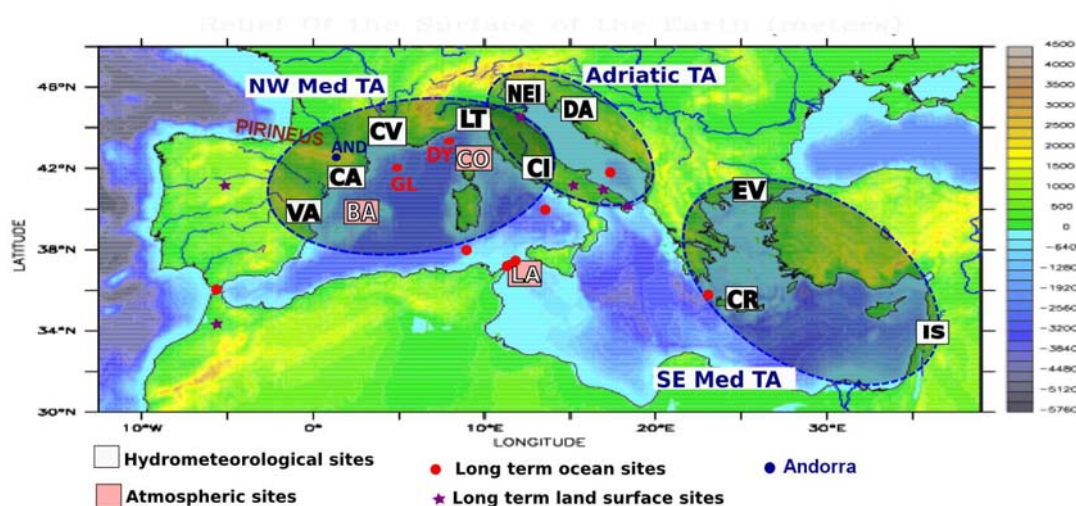


Figura 1.5: Localització de les zones d'observació del programa HyMeX. Els Pirineus i Andorra es troben inclosos dins la regió d'interès de la Mediterrània nord-oest (NW Med). Font: HyMeX (2010).

D'entre els cinc àmbits, part del treball realitzat en aquesta tesi s'ha desenvolupat en el marc del WG3. Concretament, aquest grup de treball té com objectiu avançar en la identificació dels processos que intervenen en els episodis de precipitació i inundacions, de com aquests interactuen i es combinen per tal d'intensificar la pluja i convertir-lo així en un episodi perillós. Aquest coneixement és necessari per poder-ne millorar la seva predictibilitat, ja que aquesta és limitada a causa de l'elevada influència dels processos de petita escala (convecció, turbulència, microfísica) i les interaccions no lineals amb els processos a més gran escala. Així doncs una de les qüestions científiques plantejades i tractades en aquest grup, i a la qual part de l'estudi d'aquesta tesi hi intentarà buscar resposta és: *Com es pot millorar el coneixement dels processos de precipitació intensa i la seva predicció?* Per fer-ho, en la línia de treball del grup es constata la necessitat d'investigar el paper que juga l'escala sinòptica i la dinàmica a nivells alts, com

també l'ambient mesoescalar a nivells baixos, en el desencadenament d'episodis de precipitació intensa a partir de simulacions numèriques d'alta resolució. A més a més, s'estableix que cal aprofundir en el coneixement de la influència de l'orografia i identificar quins mecanismes poden afavorir l'estacionarietat dels sistemes convectius capaços d'acumular grans quantitats de pluja.

#### 1.3.1. Els reptes de la predicció numèrica del temps a alta resolució en terreny complex

Els models no hidrostàtics de predicció del temps amb resolucions de pocs quilòmetres (3-1 km) han demostrat els darrers anys la capacitat de simular sistemes de precipitació realistes. En aquesta línia, gràcies a les millores dels recursos computacionals la majoria dels serveis meteorològics han incorporat en la seva estructura operacional l'ús d'aquest tipus de models. A aquestes resolucions, la convecció es resol explícitament, i.e. la nuvolositat i les precipitacions ja no es parametritzen com a processos submalla, sinó que són representats explícitament per les equacions de pronòstic que tenen en compte les transformacions microfísiques i termodinàmiques associades als canvis de fase de l'aigua. A més, l'alta resolució permet una representació més detallada del forçament orogràfic que juga un paper fonamental en processos mesoescalars. Tot i això, malgrat els avenços fets en les tècniques numèriques, i en els esquemes microfísics, la predicció quantitativa de la precipitació d'origen orogràfic presenta dificultats i representa encara un repte pels models numèrics. En particular, a mida que la resolució dels models ha anat augmentant, les simulacions amb presència de nuvolositat orogràfica i sistemes de precipitació han esdevingut més sensibles als detalls del model. I és que en zones d'orografia complexa, petites variacions en la configuració i les parametritzacions físiques escollides en el model poden afectar el comportament del model mesoescalar. En general, els errors detectats en els resultats poden provenir de diferents fonts (Arnold et al., 2012), com: una resolució horitzontal i vertical insuficient, les condicions inicials i de contorn, mancances en els esquemes d'inicialització, errors numèrics, aspectes computacionals o bé problemes en la representació de la capa límit planetària, la transferència radiativa o dels processos tant nuvolosos com de precipitació.

El treball desenvolupat en aquesta tesi s'ha basat en les simulacions numèriques de diferents episodis de precipitació intensa a la zona dels Pirineus orientals. Per fer-ho s'ha utilitzat el model americà WRF (Weather and Research Forecasting model; versió 3.0) desenvolupat per diferents institucions dels Estats Units i el model de recerca francès MESO-NH (Mesoscale Non-Hydrostatic model; versió 4.8) desenvolupat conjuntament pel Laboratoire d'Aérodologie i el CNRM-GAME. Els resultats de les simulacions han estat analitzats utilitzant diferents eines numèriques i de post-processat, com també el càlcul de retrotrajectòries lagrangianes per tal de caracteritzar l'origen i el transport d'humitat de les masses d'aire que alimenten els sistemes de precipitació que el model reproduïx sobre els Pirineus.

## 1.4. Objectius de la tesi

En aquest treball de recerca ens interessa identificar els ingredients meteorològics mesoescalars i els processos físics que entren en joc a l'hora d'afavorir les precipitacions intenses a la zona dels Pirineus orientals i en particular Andorra. La localització, l'estacionarietat i la intensitat dels sistemes de precipitació en zones d'orografia complexa són característiques amb una predictibilitat limitada a causa de l'elevada sensibilitat que presenten davant diversos factors. Com hem vist, a Andorra, des d'un punt de vista climatològic els episodis amb acumulacions extremes difícilment superen els 80 mm en 24 h. És per això que en aquesta tesi, no només es consideren alguns episodis extrems de precipitació ocorreguts als Pirineus orientals, sinó que també s'han considerat alguns episodis que sense ser extrems són representatius dels casos amb característiques molt similars als que generen precipitació intensa. La varietat en els casos analitzats és àmplia i ha de permetre obtenir una visió extensa dels episodis de precipitació a la nostra regió d'estudi. Els casos seleccionats són, primer de tot, dos episodis de ciclogènesis profundes (2/11/2008 i 10/10/2010) que van afectar el nord-oest de la conca Mediterrània amb acumulacions de pluja superiors a 100 mm en 24 h als Pirineus (Trapero et al., 2013b), a continuació, una comparació de quatre episodis hivernals dominats per condicions d'estabilitat atmosfèrica amb nevades d'intensitats diferents als Pirineus i Andorra (Trapero et al., 2014), seguidament, dos episodis ocorreguts durant el període EOP del programa HyMeX a la tardor del 2011 (Trapero et al., 2012) i finalment l'episodi catastròfic de precipitació que va afectar els Pirineus el 7 de novembre del 1982, al qual per la seva rellevància sobre Andorra se li dedica un capítol concret (Trapero et al., 2013a).

### 1.4.1. Objectius principals

Segons l'exposat, els objectius principals plantejats en aquesta tesi a partir dels quals es vol contribuir a ampliar el coneixement dels episodis de precipitació intensa als Pirineus i així millorar-ne la seva predictabilitat són els següents:

1. Conèixer l'estat de l'art dels estudis tant sinòptics com mesoescalars que descriuen les condicions meteorològiques identificades en els episodis de precipitació intensa ocorreguts a la zona nord-occidental del Mediterrani. Contextualitzar el marc teòric relacionat amb els factors fonamentals que regeixen la precipitació en zones de muntanya.
2. Establir una metodologia per tal d'analitzar els diferents casos d'estudi a la zona dels Pirineus orientals. Amb aquesta finalitat es descriurà l'estratègia seguida per fer les modelitzacions a alta resolució i les eines de diagnòstic utilitzades.
3. Aplicar la metodologia d'estudi als nou episodis seleccionats. A més d'identificar els mecanismes d'ascens que intervenen en la formació dels sistemes de precipitació, també es vol estudiar la relació entre les característiques del flux mesoescalar i la distribució i intensitat del camp de precipitació.

### 1.4.2. Objectius específics

A partir d'aquests objectius principals, i especialment mitjançant el desenvolupament del tercer, es proposen els següents objectius específics:

- (a) Avaluar la capacitat dels models numèrics mesoescalars a l'hora de reproduir els sistemes de precipitació als Pirineus orientals.
- (b) Revisar críticament la teoria de les simulacions numèriques idealitzades tant en condicions estables com condicionalment inestables a casos d'estudi seleccionats.
- (c) Identificar els mecanismes d'ascens i els processos microfísics que intervenen en episodis de precipitació intensa, tant càlids com hivernals, que han afectat els Pirineus orientals.
- (d) Discriminar els factors claus que fan que un episodi, a diferència dels més freqüents, esdevingui més intens.
- (e) Reproduir i analitzar l'episodi catastròfic del 7 de novembre de 1982 a Andorra i als Pirineus en general.
- (f) Contribuir al coneixement de la meteorologia de muntanya a la zona dels Pirineus, aportant als predictors i altres professionals d'aquest àmbit, informació que els permeti conèixer millor els punts febles i potencials dels models meteorològics a la nostra regió.

## 1.5. Organització de la memòria

La memòria de tesi està organitzada en tres grans parts, i cada una d'elles dividida en diferents capítols. Després d'aquesta introducció i el plantejament d'objectius, a la primera part es presenta el context científic a partir del qual es desenvoluparà el treball. En el capítol 2 es descriuen les característiques dels episodis de precipitació intensa a la zona nord-occidental del Mediterrani i a continuació es presenta l'estat de l'art pel que fa a la recerca sobre els mecanismes que intervenen en les precipitacions d'origen orogràfic (capítol 3). A continuació es descriu la metodologia seguida per dur a terme l'estudi (capítol 4). La segona part està dedicada a l'aplicació dels resultats obtinguts en simulacions idealitzades de fluxos tant condicionalment inestables com estables a l'anàlisi de casos reals. En concret, el capítol 5 mostra els resultats en format d'article publicat a una revista científica internacional pels casos condicionalment inestables i el capítol 6 pels episodis hivernals estables. La tercera part, realitzada en el marc del WG3 del programa HyMeX, s'han analitzat amb detall tres episodis de precipitació climatològicament representatius de la situacions meteorològiques, tant moderades com extremes, que afecten Andorra i els Pirineus orientals en general (capítol 7, 8). Les conclusions globals i les perspectives de treball futur d'aquesta tesi es recullen a la última part d'aquest document (capítol 9).



## Capítol 2

# Episodis de precipitació intensa a la Mediterrània nord occidental: context meteorològic favorable

---

<b>2.1. Context sinòptic . . . . .</b>	<b>16</b>
<b>2.2. Context mesoescalar . . . . .</b>	<b>21</b>
2.2.1. Els mecanismes d'ascens . . . . .	22
2.2.2. El flux a nivell baixos: contingut d'humitat . . . . .	23

---

Malgrat que l'orografia de cada zona és única i els sistemes atmosfèrics que l'afecten són diferents, l'objectiu que busquen molts dels treballs és sintetitzar d'una manera el més amplia possible els ingredients sinòptics i mesoescalars comuns propicis per generar episodis de precipitació intensa en zones de muntanya. Pel cas de la zona del Mediterrani Occidental, en el marc del projecte ANOMALIA, a Doswell III et al. (1998) s'admet que tot i que la forma amb què s'origina un episodi de precipitació intensa pot variar substancialment d'un cas a un altre i per diferents llocs del món, sí que existeix un punt comú: la precipitació intensa és el resultat del ràpid ascens de l'aire humit present a nivells baixos. Per tant, considera com aspectes a abordar: els moviments verticals, l'estabilitat estàtica, l'aport d'humitat i els efectes orogràfics quan sigui oportú.

Més endavant a Lin et al. (2001), per exemple, es comparen les condicions sinòptiques i mesoescalars comunes identificades en quatre episodis històrics de precipitació intensa ocorreguts als Estats Units, amb les condicions existents en episodis succeïts a la zona dels Alps a Europa o en altres regions com l'est d'Àsia. Aquestes condicions es caracteritzen típicament per: a) un flux d'aire condicionalment inestable que incideix directament sobre les muntanyes, b) vents forts i humits a nivells baixos, c) muntanyes abruptes que ajudin a alliberar la inestabilitat condicional, d) un factor a nivells alts de la troposfera que reforci les ascendències generades

a nivells baixos, com pot ser un solc d'ona curta al camp de geopotencial o bé una marcada anomalia de vorticitat potencial i f) una dorsal anticiclònica quasi estacionària a nivells alts que no permeti l'avanç del sistema de precipitació i el mantingui fixe sobre una mateixa zona. En concret als Alps, en l'anàlisi d'episodis de precipitació intensa (Massacand et al., 1998), ja s'havia detectat que la presència a nivells alts d'un solc ben marcat orientat al llarg d'un eix nord-sud i associat a una intrusió d'aire estratosfèric polar a latituds mitjanes (anomalia de vorticitat potencial) actua com a mecanisme clau pel desencadenament de fortes pluges: a) reforça la component sud del flux, la més idònia per transportar la massa d'aire humida directament vers els vessants muntanyosos, b) disminueix l'estabilitat estàtica just sota el solc (l'aire fred en altitud modifica l'equilibri termodinàmic vertical de l'atmosfera), c) reforça les ascendències davant l'anomalia de vorticitat potencial. Seguint aquesta línia, a Nuissier et al. (2008) i Ducrocq et al. (2008), es mostra quina va ser la combinació d'ingredients que van contribuir en la intensificació de la precipitació en tres episodis ocorreguts al sud de França: forçament orogràfic, la convergència d'humitat a nivells baixos, la forta evaporació i l'estacionarietat del sistema convectiu. Per altra banda cal destacar que els valors molt elevats de CAPE detectats en alguns d'aquests episodis no semblen estar presents en tots ells. Per tant, cal recordar que malgrat les eines de diagnòstic i les receptes que ens proporcionen les anàlisis detallades de casos d'estudi clau, hem de tenir present que les particularitats associades a cada cas varien i per tant sempre s'han d'identificar quins són els diagnòstics més apropiats en cada situació i així poder investigar els diferents aspectes en profunditat.

Si ens fixem en la regió dels Pirineus orientals, a primer cop d'ull es podria considerar una zona idònia per l'ocurrència d'episodis de precipitació intensa ja que és possible observar-hi la presència simultània d'alguns dels factors identificats en els treballs anteriors: tenim els relleus elevats i abruptes dels Pre-Pirineus i Pirineus, i també la Mediterrània que especialment durant la tardor proporciona humitat i calor als nivells baixos de la troposfera generant una massa d'aire condicionalment inestable. Però quins són els esquemes sinòptics i les característiques típiques dels fluxos que afecten el nord-est de la Península Ibèrica i els Pirineus? A continuació es detalla tant l'estat de l'art de les climatologies sinòptiques fetes a la nostra zona d'estudi com les característiques mesoescalars que poden jugar un rol important en aquests episodis de precipitació intensa.

## 2.1. Context sinòptic

Tot i que l'anàlisi de casos d'estudi ha permès durant anys identificar certs patrons conceptuals en la distribució de la precipitació a la zona del nord-est de la Península, el 1998 es va fer el primer estudi climatològic, on s'identifiquen els tipus de circulació a escala sinòptica associats a onze escenaris típics de distribució de la precipitació al Mediterrani espanyol (Romero et al., 1999). El treball utilitza una anàlisi en components principals en T-mode, i obté una classificació de 19 tipus fonamentals de circulació basats en el camp de geopotencial a 925 hPa i 500 hPa. Els autors van analitzar els dies amb precipitació significativa (5% de les estacions

## 2.1. Context sinòptic

amb pluja  $>5$  mm) durant un període de nou anys (1984-1993). Per la zona del NE de la Península, i, en concret als Pirineus orientals, destaquen quatre esquemes sinòptics favorables per la precipitació mostrats a la figura 2.1: 1) les configuracions sinòptiques AP7, AP8 i AP9 dominades pel pas d'un front fred (FF), 2) flux ciclònic de sud-est (CSE) a causa de la presència de baixes pressions o baixa tèrmica al sud-est de la Península (AP10, AP11), 3) flux ciclònic de nord o est (CNE) a causa de baixes pressions situades entre el golf de Lleó i el de Gènova (AP16, AP18) i finalment, i en menor freqüència, 4) el flux Atlàntic de sud-oest (ASO) a tots els nivells, associat a les baixes pressions del nord-oest de la Península (AP4). Els quatre esquemes sinòptics, com mostra la figura 2.1, estan associats a situacions ciclòniques i baix geopotencial a nivells alts.

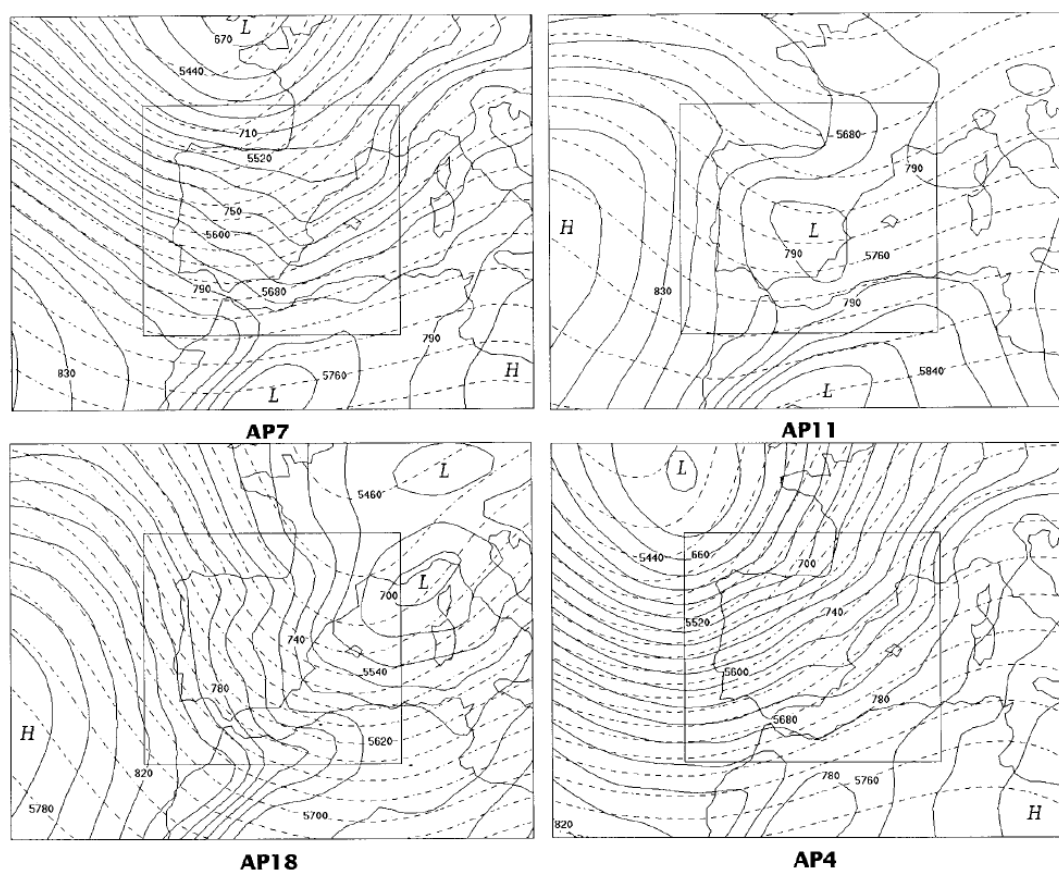


Figura 2.1: Composició dels 4 tipus de circulació atmosfèrica associats a precipitació diària significativa al NE de la Península Ibèrica. La línia contínua representa el geopotencial a 925 hPa cada 10 m, i la línia ratllada el de 500 hPa (cada 20 m). El rectangle interior representa el domini utilitzat en la classificació dels patrons. Font: Romero et al. (1999).

Principalment, el NE de la Península es manté a la part davantera del solc detectat a 500 hPa, essent més o menys marcat i amb una orientació de l'eix sud-est/nord-oest, excepte en l'última configuració on la zona de baix geopotencial a l'est de Catalunya presenta una inclinació positiva de l'eix (sud-oest/nord-est). Aquestes configuracions combinen el forçament dinàmic a nivells alts amb fluxos superficials entre component SO i NE induïts per la circula-



ció ciclònica i amb un elevat contingut d'humitat. Destacar que en condicions de baixa tèrmica, la convecció de tarda es desencadena majoritàriament als principals sistemes muntanyosos (Sistema Ibèric o Pirineus). A més a més, el treball fa un pas més enllà i analitza la freqüència amb què cada un d'aquests esquemes genera precipitació torrencial (2% de les estacions amb pluja >50 mm). En el cas de les configuracions favorables identificades per la nostra zona d'estudi la taula 2 de Romero et al. (1999) reflecteix com aquestes presenten les freqüències més baixes (<10%), només l'esquema ASO arriba fins el 15%. Dels resultats d'aquest treball no podem esperar una relació directa entre els tipus de circulació i la distribució de la precipitació, ja que no es consideren els detalls a petita escala sinó els aspectes d'escala sinòptica. Més endavant l'estudi de Sotillo et al. (2003), basant-se en els mateixos 19 tipus de circulació identificats en el treball anterior, va intentar quantificar l'efecte del relleu en el camp de precipitació des d'un punt de vista climatològic. Els resultats de les modelitzacions amb una resolució de 30 km mostren qualitativament el paper del relleu en la distribució de la precipitació a la façana Mediterrània amb un increment a les zones muntanyoses, com els Pirineus, exposades als fluxos principals i una disminució a les zones baixes dels voltants. En concret per les quatre configuracions identificades en el cas dels Pirineus, es conclou que pels esquemes FF i ASO generalment l'orografia local apareix com l'únic factor significatiu. En canvi pel cas de la configuració CSE, els efectes no locals de l'orografia i les sinergies esdevenen factors claus, com la presència de la serralada de l'Àfrica al nord d'Àfrica que actua modificant els fluxos a sotavent i les zones de divergència/convergència a nivells baixos i en conseqüència redistribuint les zones amb precipitació. Finalment per l'esquema CNE, l'orografia local també és el factor més destacat afavorint la precipitació al nord-est de la Península.

En la mateixa línia, però per la zona de Catalunya i amb una selecció més restrictiva dels dies a classificar, Martin-Vide et al. (2008) estableix un catàleg dels tipus de circulació que generen precipitacions torrencials (>100 mm) a partir d'un anàlisi de components principals en T-mode del camp de pressió atmosfèrica en superfície per 304 dies durant el període 1950-2005. El catàleg final està format per 7 patrons amb unes característiques isobàriques en superfície molt ben diferenciades i amb una distribució anual que varia en cada cas, però amb un màxim a la tardor en quatre d'ells. Els autors resumeixen els trets sinòptics generals més destacats en dos punts: a) el predomini dels fluxos superficials del segon quadrant (NE-S) i per tant marítims, b) presència de baixes pressions pròximes o situades a l'oest i nord-oest de la Península Ibèrica, o bé de configuracions de bloqueig.

La configuració sinòptica pels cinc tipus de circulació atmosfèrica més freqüents es mostren a la figura 2.2, i com es pot observar, aquests resultats estan en concordança amb els quatre esquemes descrits de Romero et al. (1999). Els esquemes TC1 i TC7, de baixa dèbil a l'est i zona depressionària (no mostrat), indiquen una freqüència elevada de dies en què els camps de pressió en superfície són poc marcats. El patró TC2 de bloqueig continental, és un dels més comuns a l'hora de generar precipitacions intenses a la tardor i sol estar lligat a depressions aïllades en alçada (DANA). El mateix succeïx per la situació d'advecció de l'est (TC3), però amb una distribució anual més ampla. Pel cas de TC5, definit com a baixa al nord-oest, com

## 2.1. Context sinòptic

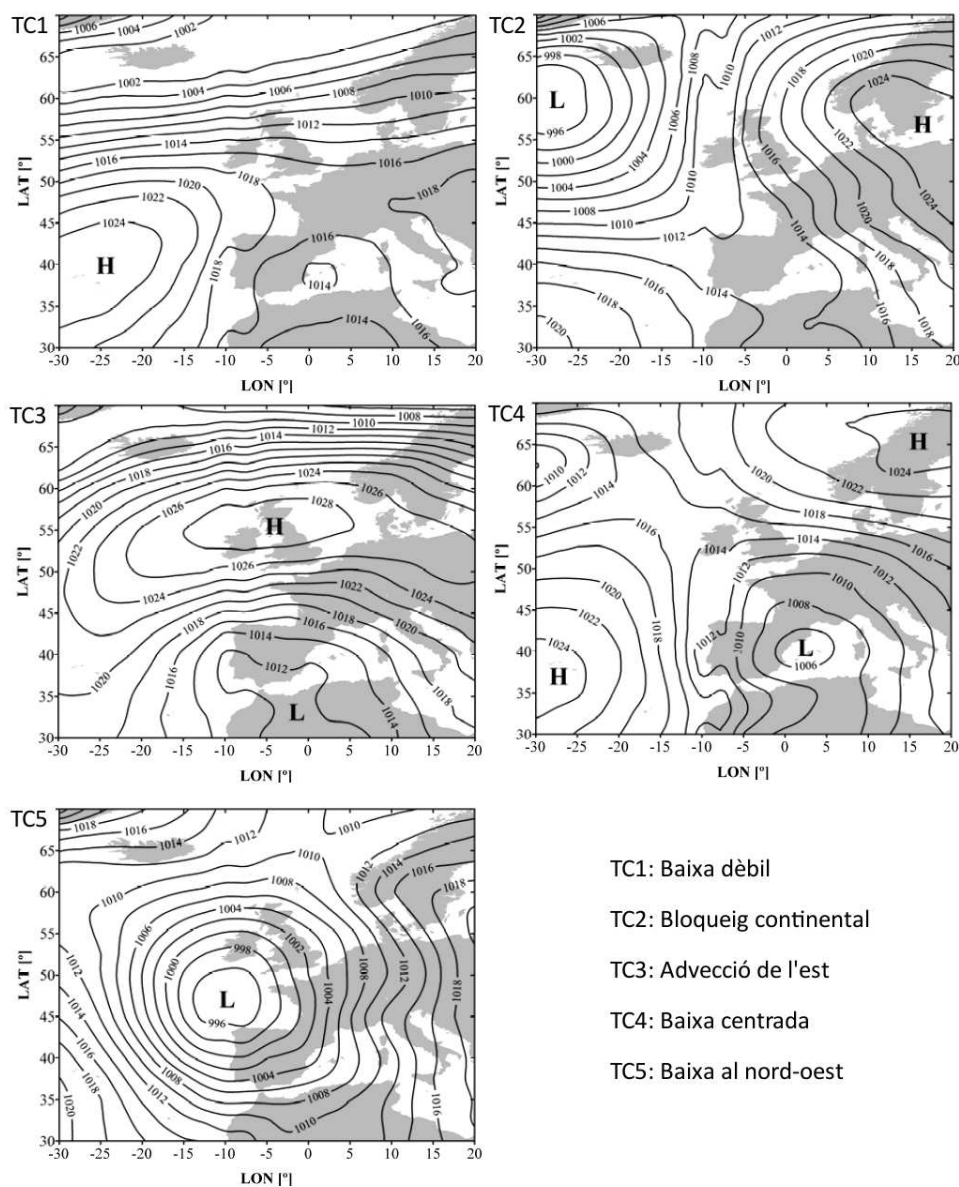


Figura 2.2: Composició dels 5 tipus de circulació atmosfèrica associats a les situacions de precipitació torrencial (>100 mm) al NE de la Península Ibèrica. Font: Martin-Vide et al. (2008).

ressalten els autors, s'obté un esquema que reproduïx amb molta exactitud la situació que va generar les inundacions catastròfiques del novembre del 1982 al Pirineu català i Andorra, amb fluxos superficials del S-SE i una forta circulació del SO en alçada. Aquest patró correspon a l'AP4 de Romero et al. (1999).

Per la regió veïna del sud-est de França, els episodis de precipitació intensa tenen lloc principalment sota configuracions sinòptiques ciclòniques de sud-oest i de sud com mostra la classificació sinòptica feta per Nuissier et al. (2011) pels episodis detectats en un període de 40 anys (1960-2001). Els dos esquemes mostren una zona de baix geopotencial a l'oest de França associada a un solc en alçada que s'estén fins a la Península Ibèrica (fig. 2.3), i una dorsal

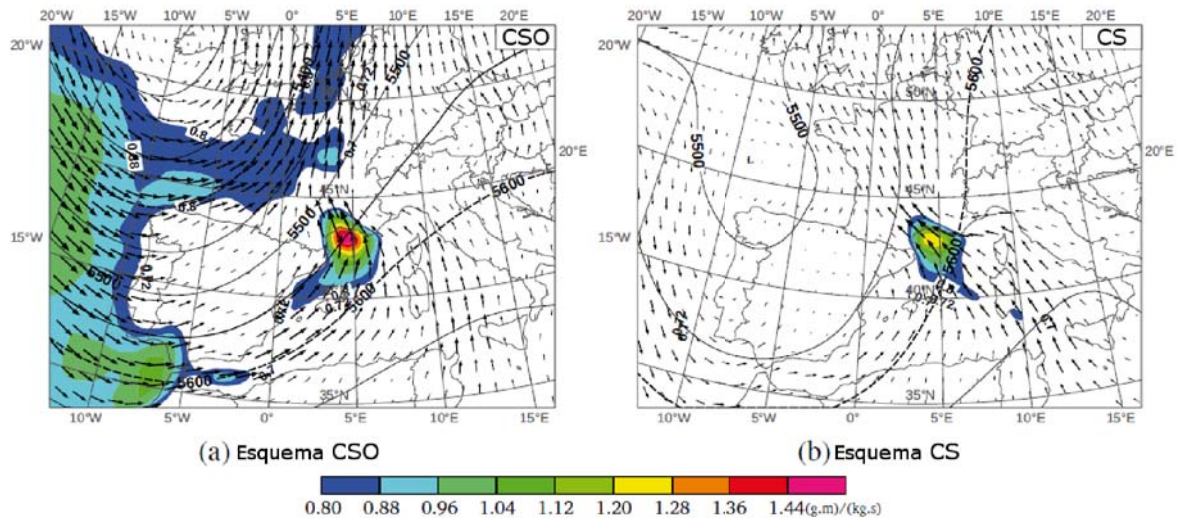


Figura 2.3: Esquemes sinòptics CSO i CS. El fons de color representa el flux d'humitat a 925 hPa ( $\text{g}\cdot\text{m}/\text{kg}\cdot\text{s}$ ), les fletxes el vent a 925 hPa ( $\text{m}/\text{s}$ , referència 10  $\text{m}/\text{s}$ ) i la línia contínua el geopotencial a 500 hPa (m). Font: Nuissier et al. (2011)

anticiclònica al centre d'Europa que frena l'avanç del solc cap a l'oest i per tant indueix un flux divergent de S-SO sobre el golf de Lleó i el sud de França. A nivells baixos (925 hPa) es detecta un flux d'aire càlid i humit provinent de les Balears i Gibraltar molt marcat per la configuració CSO (ciclònica de sud-oest) i una mica menys intens per l'esquema CS (ciclònic de sud) però que compta amb una aportació complementària que té l'origen a la zona de Tunísia.

Així doncs, tot indica que les condicions sinòptiques favorables als episodis de precipitació intensa a la zona nord-occidental del Mediterrani es caracteritzen en general per la presència de baixes pressions a l'oest de la zona afectada, fet que indueix un flux divergent a nivells mitjos i alts de la troposfera. A més pel cas dels Pirineus orientals, hem vist que les situacions associades al pas d'un front fred i la formació de la baixa tèrmica també són molt idònies per a l'acumulació de quantitats de precipitació abundants.

Si ens centrem en la precipitació hivernal en forma de neu i anem a una escala més local, a Andorra el treball de Esteban et al. (2005) aprofundeix en la identificació de les situacions sinòptiques atmosfèriques responsables d'episodis amb gruixos de neu superiors als 30 cm. Acumulacions de neu d'aquesta magnitud en només 24 h poden incrementar notablement la inestabilitat del mantell nival i per tant és molt important una correcta predicció per poder gestionar el risc d'allaus en un país de muntanya com Andorra. El treball utilitza una anàlisi de components principals i tècniques clúster per caracteritzar els tipus de circulació en funció del camp de pressió en superfície dels dies seleccionats durant les temporades hivernals compreses entre l'any 1986 i 2001. A partir d'aquí es mostren els 7 tipus de circulació obtinguts com una composició de la pressió en superfície, el camp de geopotencial a 500 hPa i el gruix de geopotencial entre els nivells de 1000-500 hPa. Els resultats indiquen que la majoria de les configuracions sinòptiques tenen una component atlàntica del flux i a la resta s'hi detecta una

advecció mediterrània que en dos dels casos es combina amb aire fred d'origen continental (NE). Tres de les configuracions identificades representen adveccions del nord-oest amb fort vent sobre Andorra, com indica el marcat gradient en el camp de pressió en superfície, que contribueix en reforçar l'ascens orogràfic necessari per afavorir la precipitació. Tot i la localització d'Andorra al vessant sud dels Pirineus, només un dels esquemes sinòptics identificats està regit per vents de component sud sobre Andorra ocasionant nevades abundants a cotes altes. Es tracta de l'esquema TC5 de baixa al nord-oest (fig. 2.2). Així doncs, a diferència de les precipitacions intenses en forma de pluja, les situacions amb vents de component nord juguen un rol clau en els episodis de fortes nevades als Pirineus i Andorra.

Tot i que aquests resultats ens permeten establir la base en el coneixement dels ingredients sinòptics necessaris per a l'ocurrència d'episodis de precipitació intensa en zones d'orografia complexa, la seva predictibilitat és limitada, especialment en termes de localització i intensitat. I és que en aquest context sinòptic la dificultat d'avaluar els efectes concrets de l'orografia a escala mesoescalar és alta, ja que la interacció del relleu amb els processos dinàmics i la microfísica dels núvols és molt complexa.

## 2.2. Context mesoescalar

A més del context sinòptic descrit a la secció anterior, cal que existeixen altres ingredients a escala mesoescalar i a nivells baixos per tal que es pugui desenvolupar un episodi de precipitació intensa. Existeixen nombrosos estudis relacionats amb precipitacions intenses i ciclogènesi Mediterrànies, potenciats especialment en els darrers anys gràcies al projecte internacional MEDEX (Mediterranean Experiment). En aquest sentit, un dels objectius específics del projecte ha estat estudiar els factors implicats en la seva formació i evolució, incloent tant els mecanismes dinàmics i físics com la simulació numèrica d'aquests factors. A Jansa et al. (2014) es recullen els resultats més rellevants del projecte. Pel que fa als factors mesoescalars, Romero et al. (1997) ja destacava la influència de l'evaporació i l'orografia, tant per l'efecte d'ascens com el de redistribució dels camps de pressió i vent, en els episodis de precipitació intensa que afecten el nord-est de la Península Ibèrica. A més, es demostra que per l'episodi analitzat la interacció entre aquests dos factors és determinant en la distribució espacial de la pluja, efecte que també es detecta en el treball de Ramis et al. (1998). Pels episodis en què la ciclogènesi és poc profunda o reduïda en l'espai, tot indica que tant els factors de contorn (e.g. l'orografia i l'evaporació de la superfície del mar), com els factors físics (e.g. l'alliberació de calor latent del propi sistema nuvolós) tenen un efecte en l'evolució de l'episodi molt més crític de l'esperat, ja que contribueixen en l'estacionarietat i eficiència del sistema de precipitació (Romero et al., 2000). Més endavant, des d'un punt de vista dinàmic a nivells mitjans i alts, s'ha estudiat el rol de la vorticitat potencial (VP) com a factor clau que influeix la formació del cicló i l'activació de la convecció. En concret a (Homar et al., 2002), s'avalua la sensibilitat del model per petites variacions de l'anomalia de VP en alçada; els resultats mostren la importància de la pertorbació a nivells alts ja que és clau en el desenvolupament d'un jet quasi estacionari a

nivells baixos que garanteix l'aport continu d'humitat a la costa espanyola. Així doncs, tant els valors de VP com la forma i posició de l'anomalia, són factors determinants en la localització i intensitat del màxim de precipitació com també de la força i posició dels ciclons responsables de l'episodi. Mencionar que els episodis analitzats en els treballs anteriors, a partir dels quals s'han derivat els resultats descrits fins ara, presenten els màxims de precipitació sobre els primers relleus prop de la costa Mediterrània. En cap d'aquests treballs s'ha abordat l'anàlisi mesoescalar d'episodis ciclònics amb màxims a la zona Pirinenca i és que aquesta regió, tot i veure's afectada per episodis de precipitació intensa, en general presenta una vulnerabilitat més baixa que les zones litorals.

### 2.2.1. Els mecanismes d'ascens

Per altra banda, com s'ha citat al capítol introductori, un dels primers episodis pirinencs de precipitació intensa analitzat a partir de simulacions numèriques mesoescalars va ser l'episodi de Biescas i és que el seu gran impacte va suscitar l'atenció tant de la comunitat científica com civil. L'anàlisi meteorològic exhaustiu presentat per Romero et al. (2001) mostra com la presència de la baixa tèrmica a la vall de l'Ebre afavoreix l'entrada de l'aire càlid i humit Mediterrani i gràcies als vents catabàtics i l'ascens orogràfic induït pel forçament diürn s'activa la convecció profunda als relleus pirinencs. La posterior propagació del sistema convectiu va ser dominada per l'embossament d'aire fred creat pel propi sistema a causa del refredament generat per l'evaporació de la precipitació (*cold pool*, en anglès). I és que mentre es mantingués el flux a nivells baixos d'aire càlid i inestable, aquest es veia forçat a ascendir al topar amb l'embossament d'aire fred generant noves cel·les convectives, que al mateix temps alimentaven i reforçaven el corrent de densitat per evaporació de la nova precipitació. Aquest mecanisme d'ascens es pot autoalimentar sempre que les condicions ambientals siguin favorables, en certs casos fins i tot es pot mantenir estacionari generant acumulacions extraordinàries de precipitació com va ser el cas de l'episodi del 8-9 de setembre del 2002 al departament de Gard al sud-est de França amb més de 600 mm en 24 hores (Ducrocq et al., 2008). Destacar que la propagació de l'embossament d'aire fred està condicionat a les característiques del flux incident i a l'orografia de la zona. A més de l'ascens orogràfic directe i el generat pel corrent de densitat, Callado i Pascual (2005) mostren com en els Pirineus orientals, en situacions de nord estivals amb gradient bàric dèbil i inestabilitat poc significativa, el relleu afavoreix la formació de zones locals de convergència i canalitza la marinada seguint les principals valls fluvials (Ter, Fluvià). Concretament, es produeix un acoblament entre la marinada i les brises vall-muntanya que propicia un aport extra d'humitat que convergeix a nivells baixos a les capçaleres dels rius, Ter i afluents del Fluvià, al Pirineu oriental català. Així doncs, les convergències d'humitat induïdes per canalització o desviació a causa del relleu, també poden generar l'ascens necessari per desencadenar la convecció.

Els treballs mencionats aborden alguns dels aspectes que controlen els processos de la precipitació, des dels mecanismes d'ascens afavorits per les condicions atmosfèriques a nivells alts, a la dinàmica dels propis sistemes de precipitació, passant pels efectes de la presència

del relleu responsable en molts casos de l'ascens o convergència de la massa d'aire. Ara bé, en cap d'aquests estudis s'han considerat els aspectes microfísics que tenen lloc dins els sistemes nuvolosos, exceptuant l'evaporació de la pròpia precipitació, i que poden ser determinants en la distribució i intensitat de la precipitació, especialment en zones d'orografia complexa com els Pirineus orientals.

### 2.2.2. El flux a nivell baixos: contingut d'humitat

Com ja apuntàvem a la secció 1.3 la campanya d'observació SOP del programa HyMeX ha estat dissenyada tenint en compte una de les conclusions obtingudes durant el projecte MAP. En aquest punt s'afirma que la caracterització de les condicions atmosfèriques riu amunt dels relleus abans que els fluxos humits d'aire arribin a les zones muntanyoses són tant importants com les pròpies parametrizacions físiques dels models meteorològics. En aquest sentit, Ricard et al. (2012) presenta una climatologia de les condicions mesoescalars associades a 40 episodis de precipitació intensa ( $>150$  mm en 24 hores) ocorreguts al sud-est de França. En particular, per la zona del Llenguadoc-Rosselló (LR) que inclou l'extrem més oriental dels Pirineus, els episodis es caracteritzen per la presència d'un flux de sud-est associat a una depressió a nivells baixos situada a l'est de la península i les Illes Balears (fig. 2.4a). Els valors més elevats de CAPE els trobem sobre el mar, entre les Balears i Cerdenya (fig. 2.4b). Pel que fa al flux d'humitat presenta els valors més marcats sobre la regió LR i es poden associar a l'elevat contingut d'aigua precipitable i als forts vents incidint sobre la costa (fig. 2.4c).

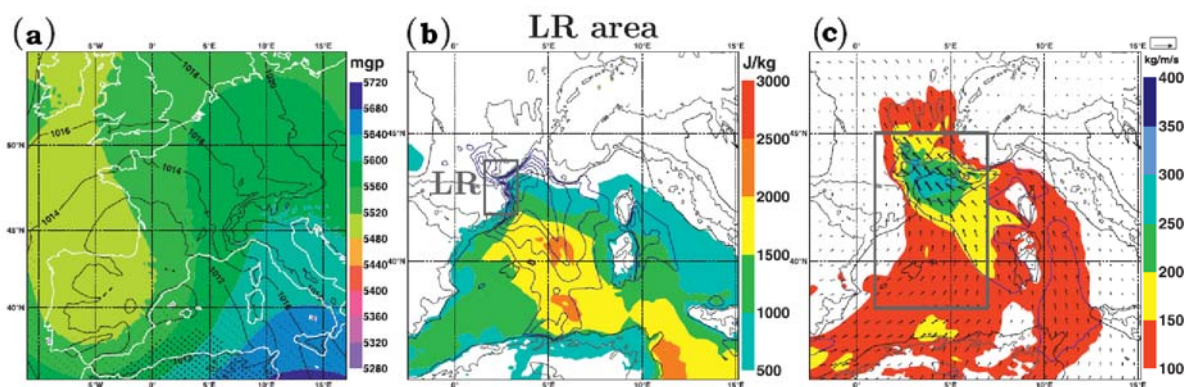


Figura 2.4: Climatologia mesoescalar [2002-2006] dels episodis de precipitació intensa que han afectat la regió del Llenguadoc-Rosselló. a) Geopotencial a 500 hPa (m; fons de color), pressió en superfície (hPa; línia negra contínua), i velocitat del vent a 200 hPa (rang comprès entre 5-20 m/s; zona puntejada); b) CAPE (J/kg; fons de color), i aigua precipitable ( $>29$  mm; isolínia blava cada 1 mm) ; c) Flux d'humitat integrat entre 700 i 1000 hPa (kg/m·s, fons de color i fletxes), vent a 925 hPa ( $>10$  m/s; isolínia blava cada 5 m/s). La línia contínua grisa mostra el relleu superior a 500 m. Font: Ricard et al. (2012).

Seguint en la mateixa línia, (Duffourg i Ducrocq, 2011, 2013) han quantificat, mitjançant dos metodologies diferents, l'origen del flux d'humitat que alimenta els episodis de precipitació intensa al sud-est de França. La figura 2.5 mostra l'esquema conceptual que sintetitza els

resultats obtinguts en ambdós treballs i on s'hi discriminen les diferències entre els episodis ciclònics i els anticiclònics. Les fonts identificades que contribueixen a l'aport d'humitat poden ser locals, el mateix Mediterrani, o bé remotes a l'Oceà Atlàntic o l'Àfrica tropical. La contribució de cada una d'elles s'indica com a percentatge a la figura. La humitat provinent de fonts remotes és transportada dins la meitat inferior de la troposfera (fins a 4 km). Quan arriba sobre les aigües del mar Mediterrani, és confinada als nivells més baixos (per sota 1,5 km) i segueix dos camins principals fins arribar a la costa francesa. Aquest flux a nivells baixos, abans d'assolir la costa es manté sobre el Mediterrani uns tres dies si durant el període previ a l'episodi dominen les condicions anticiclòniques. En canvi, si ens trobem en condicions ciclòniques només s'hi manté un dia. Congruentment, la contribució del Mediterrani és inferior en episodis ciclònics (40%), que no pas en els anticiclònics (60%). És en aquests darrers, on l'evaporació del Mediterrani constitueix la font principal d'aportació d'humitat que alimenta els sistemes de precipitació. Aquesta contribució es veu limitada quan el flux a nivell baixos es satura ràpidament pel fet que les fonts remotes han aportat prèviament molta humitat.

Les relacions establertes en aquests treballs són de gran interès ja que ens serviran per contextualitzar i comparar amb els resultats obtinguts pels episodis que analitzarem en aquesta tesi.

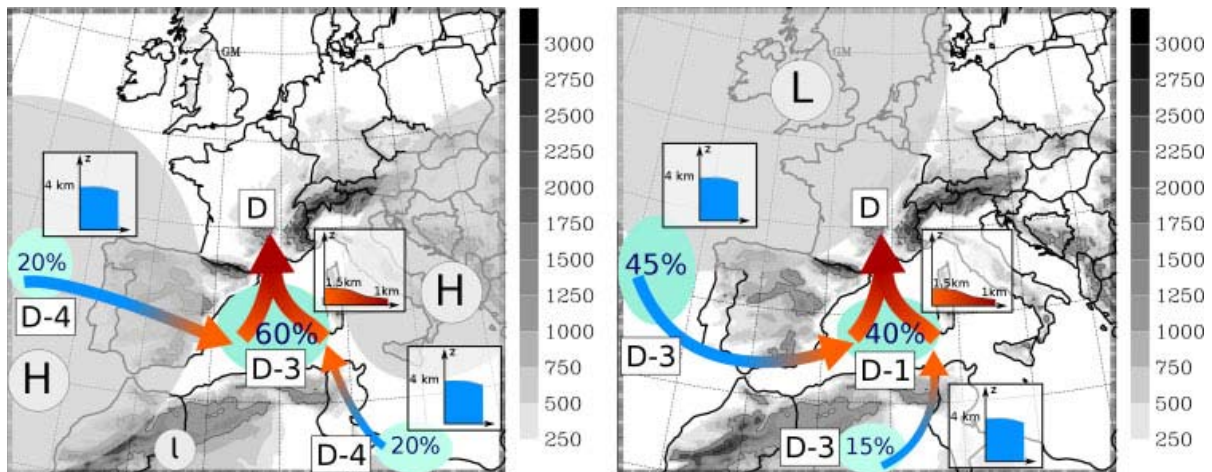


Figura 2.5: Esquemes conceptuals de l'origen de la humitat que alimenta els episodis de precipitació intensa al sud-est de França, tant anticiclònics (A, esquerra), com ciclònics (C, a la dreta). La contribució de les diferents fonts s'indica com a percentatge en blau. Les fletxes indiquen el transport d'humitat i el seu color correspon a l'extensió vertical del flux. La cronologia en dies (D) es mostra en els rectangles blancs i els principals centres de pressió s'indiquen en H i L/l per les altes i les baixes pressions respectivament. La posició relativa d'aquests centres varia per cada episodi i es troba dins l'àrea de fons gris. Font: Duffourg i Ducrocq (2013).

## Capítol 3

# Efectes orogràfics en els sistemes de precipitació

---

<b>3.1. Factors fonamentals que regeixen la precipitació en zones de muntanya . . . . .</b>	<b>26</b>
3.1.1. Dinàmica dels fluxos al interactuar amb l'orografia . . . . .	26
3.1.2. Processos microfísics . . . . .	27
<b>3.2. Mecanismes bàsics de formació i reforç de la precipitació . . . . .</b>	<b>30</b>
<b>3.3. Estudis numèrics idealitzats . . . . .</b>	<b>32</b>
3.3.1. Flux estable incidint sobre el relleu . . . . .	32
3.3.2. Flux condicionalment inestable incidint sobre el relleu . . . . .	33

---

En termes generals i des d'un punt de vista climatològic, la influència de les muntanyes en el camp de precipitació es reflecteix en un reforç orogràfic i una supressió de la precipitació als vessants de sobrevent i sotavent respectivament. Tot i que aquesta influència ha estat coneguda i documentada des de fa temps, l'efecte que exerceix el relleu sobre els processos atmosfèrics de precipitació és molt més complex i cal no simplificar-lo. Com es clarifica a Houze (2012), tradicionalment s'ha utilitzat erròniament l'expressió *precipitació orogràfica* per descriure la pluja o neu observada quan un flux incideix sobre el relleu. De fet, l'orografia no juga cap rol actiu en els processos atmosfèrics i per tant no pot ser la causa immediata de la precipitació. Per ser precisos, considerem com a precipitació orogràfica, la modificació o reorganització dels fluxos incidents sobre una regió a causa de la presència del mateix relleu. Aquests fluxos estan associats principalment a: a) perturbacions ja existents com un solc en alçada, un front o una depressió extratropical; b) els vents dominants associats a la circulació general, com els vents de l'oest a les nostres latituds. Així doncs, el relleu no genera precipitació sinó que la modifica i sovint l'intensifica.



### 3.1. Factors fonamentals que regeixen la precipitació en zones de muntanya

En aquest apartat es descriuen els principals efectes que tenen les muntanyes sobre els mecanismes de precipitació. La intensitat, durada i distribució de la precipitació estan condicionats bàsicament pels següents factors: el comportament dinàmic dels fluxos d'aire quan troben una barrera muntanyosa i de la microfísica dels núvols (Houze, 2012; Lin, 2007; Roe, 2005). Els aspectes dinàmics depenen de les característiques dels fluxos d'aire riu amunt de les serralades, és a dir abans d'arribar-hi, i també de la configuració del mateix relleu que determinen la forma amb què aquests fluxos interacciona amb el terreny. En canvi els aspectes microfísics ens determinaran quina quantitat i amb quina rapidesa el contingut aquós del núvol es convertirà en precipitació i amb quina intensitat caurà. Hi ha un tercer factor que també cal tenir present, que és el comportament termodinàmic de l'aire humit pel qual la pressió de vapor saturant a l'atmosfera decreix exponencialment amb la temperatura i per tant amb l'alçada. En aquest sentit, pel cas particular dels Alps la precipitació generada per ascens orogràfic i els processos microfísics derivats no serà més intensa als cims més elevats. Així ho mostra la climatologia anual de precipitació feta a la zona est dels Alps per Frei i Schär (1998), on el màxim de precipitació es detecta a mig camí del vessant sud.

#### 3.1.1. Dinàmica dels fluxos al interactuar amb l'orografia

Des d'un punt de vista dinàmic, els fluxos d'aire responen de maneres diferents quan creuen una zona muntanyosa segons els seu caràcter d'estratificació. Pel cas en què la massa d'aire que s'acosta al relleu és estable, la resposta del flux depèn bàsicament de tres factors: la direcció i força del vent, el grau d'estabilitat termodinàmica que presenta i de les dimensions de l'obstacle orogràfic. Si els combinem obtenim el paràmetre adimensional  $U/Nh$ , on  $U$  és la component del vent transversal a la serralada,  $N$  és la freqüència de Brunt-Vaisala i  $h$  l'altitud de la serralada. Com apunta Houze (2012) a la seva revisió, tot i que des d'un punt de vista de la dinàmica de fluids no seria estrictament correcte (Baines, 1996), sovint aquest paràmetre s'anomena nombre de Froude ( $F$ ) dins el context de la precipitació d'origen orogràfic. Quan  $F$  és gran, el flux d'aire podrà superar el relleu fàcilment, en canvi si  $F$  és petit ( $< 1$ ) el flux no tindrà prou energia per superar l'obstacle, serà bloquejat o bé es desviarà circulant paral·lel a la serralada. Si en canvi la massa d'aire és inestable, llavors el comportament serà molt diferent. En aquest cas, només caldrà que pateixi un ascens suficient que li permeti assolir el nivell de convecció lliure per tal que es pugui desencadenar la convecció.

A més de l'estabilitat, existeix un segon aspecte que cal tenir present, i es tracta del contingut d'humitat de la massa d'aire. Quan el flux d'aire incident està saturat, entra en joc un nou factor i és que l'alliberació de calor latent que acompanya la condensació contraresta el refredament adiabàtic patit en l'ascens orogràfic de la parcel·la d'aire. Aquest escalfament actua reduint l'estabilitat efectiva de l'atmosfera, i al mateix temps té un efecte en la dinàmica del flux. Així doncs, en general, la freqüència de Brunt-Vaisala per l'aire saturat serà inferior que la

### 3.1. Factors fonamentals que regeixen la precipitació en zones de muntanya

de l'aire no saturat. I per tant, el paràmetre adimensional  $F$  augmentarà fins a valors superiors a la unitat, afavorint l'ascens i la superació dels obstacles orogràfics enlloc del bloqueig. La situació es complica però quan també es consideren els gradients horitzontals d'humitat presents habitualment a l'atmosfera. En aquests casos, la dinàmica pot afavorir tant el bloqueig com l'ascens o fins i tot una combinació dels dos règims. Aquest darrer efecte, per exemple, va ser clarament identificat en l'episodi catastròfic d'inundacions del 1994 al Piemont Itàlia (Buzzi et al., 1998; Ferretti i Rotunno, 2000; Rotunno i Ferretti, 2001). En aquest episodi el flux no bloquejat a l'oest dels Alps gràcies a l'efecte del calor latent en l'estabilitat (fig. 3.1a) i la formació d'una zona de convergència amb el flux bloquejat provinent de l'est (fig. 3.1b), explicarien la localització de la intensa precipitació sobre la regió del Llac Maggiore.

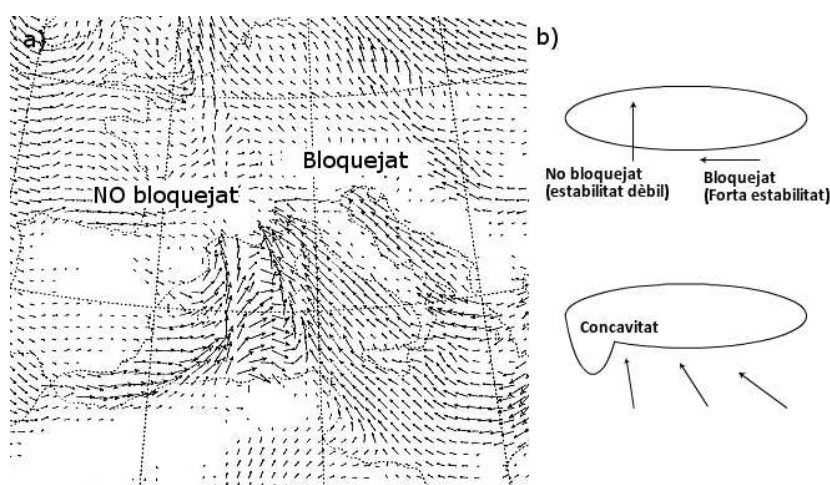


Figura 3.1: a) Camp de vent a 10 m obtingut després de 30 hores de simulació (5 novembre de 1994, 18 TU), on s'identifica la naturalesa diferent entre el flux de l'oest i el de l'est dels Alps. b) Diagrama esquemàtic de la modificació orogràfica dels fluxos a escala Alpina. Il·lustra la importància de la dèbil estabilitat a l'hora de propiciar que el flux de sud pugui superar els cims elevats dels Alps i com l'efecte de la forma de la serralada Alpina dirigeix els fluxos de sud cap a la concavitat. Font: Adaptat de Buzzi et al. (1998).

#### 3.1.2. Processos microfísics

La relació entre la pròpia geometria del terreny (amplada i altitud) i l'escala temporal que domina en els processos microfísics de creixement de les partícules és crucial i limita la distribució espacial de la zona on podran precipitar els hidrometeors. És a dir, la precipitació, ja sigui líquida o sòlida, caurà al vessant de sobrevent o sotavent de la muntanya depenent de la mida de la partícula i de les característiques del relleu: si la serralada és elevada i ampla serà més difícil que les partícules siguin advectades a sotavent que no pas si es tracta d'una muntanya petita o aïllada. La neu, per exemple, també serà més fàcil que sigui transportada que no pas les partícules més pesades (calabruix, gotes grans de pluja).

Els processos microfísics que controlen el ritme de conversió, creixement i precipitació del vapor d'aigua en un núvol segons Houze (1993) són bàsicament set: nucleació tant de les partícules

les de gel com del contingut aquós del núvol, difusió o deposició del vapor d'aigua en els nuclis, acreció o col·lecció (coalescència, agregació i congelació d'aigua subfosa o *riming* en anglès), ruptura de les gotes, sedimentació o precipitació, increment en la concentració de partícules de gel i la fusió. La interacció entre tots aquests processos microfísics i la dinàmica generada en les zones muntanyoses és molt complexa. Per tal d'abordar aquest aspecte a diferents regions

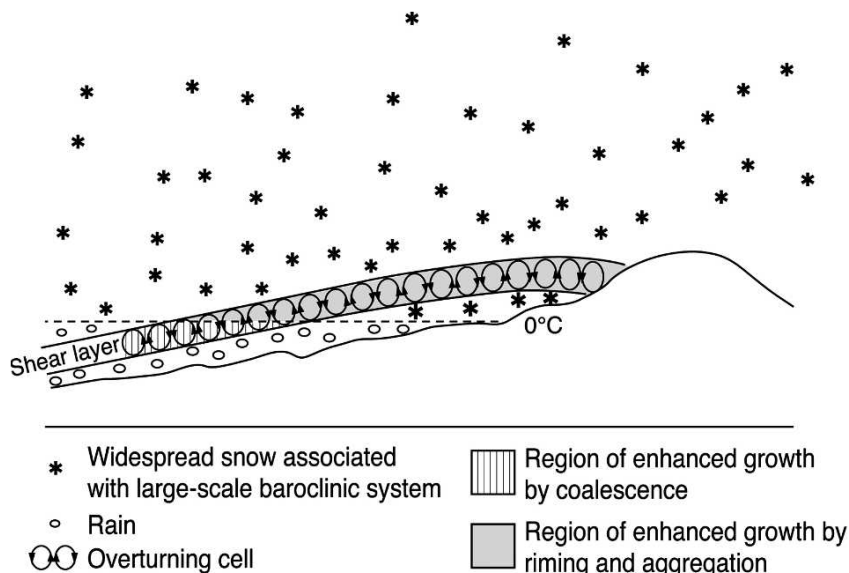


Figura 3.2: Model conceptual dels mecanismes dinàmics i microfísics responsables del reforç orogràfic de la precipitació durant ruixats amb estratificació estable. Font: Houze i Medina (2005).

muntanyoses arreu del món s'han analitzat amb detall les observacions fetes durant episodis de precipitació intensos, a més de campanyes d'observació experimentals com per exemple el Mesoscale Alpine Program (MAP) a Europa (Bougeault et al., 2001) o l'Improvement of Microphysical PaRametrizations through Observational Verification Experiment (IMPROVE; Stoelinga et al. (2003)) a Estats Units. Els resultats d'aquestes campanyes (Medina et al., 2005) han permès confirmar a partir d'evidències observacionals obtingudes mitjançant radars polarimètrics que a latituds mitjanes els fluxos forts que tenen una cisalla molt marcada i incideixen sobre els vessants a sobrevent d'una serralada poden reforçar la precipitació baroclínica a través de moviments turbulents, com ja havia suggerit Smith (1979). Això succeeix fins i tot si el flux incident és potencialment estable i la força ascensional de flotabilitat hi és absent. Els resultats resumits en el model conceptual de la figura 3.2 publicat per Houze i Medina (2005), indiquen que qualsevol flux humit intens que incideixi sobre un relleu escarpat té la capacitat de potenciar els processos microfísics d'acreció (coalescència, agregació i congelació d'aigua subfosa o *riming* en anglès) mitjançant moviments turbulents circulars del flux ascendent fins i tot en absència d'inestabilitat potencial. En afavorir-se el creixement dels hidrometeors aquests precipiten més ràpidament i la precipitació es veu reforçada d'una forma molt eficient al vessant de sobrevent.

A partir de les observacions fetes durant la campanya MAP, Medina i Houze (2003) van

### 3.1. Factors fonamentals que regeixen la precipitació en zones de muntanya

derivar un segon model conceptual (fig. 3.3) en el qual es descriu com es poden desenvolupar cel·les convectives i reforçar la precipitació dins un sistema de nuvolositat ja existent, ja sigui un front o la part estratiforme d'un sistema convectiu mesoscalar, quan aquest troba els primers cims muntanyosos. Els ascensos dels fluxos més humits de les capes baixes en els primers pendents activen els processos microfísics i produeixen un alt contingut aquós que alhora afavoreix el creixement, per coalescència per sota els  $0^{\circ}\text{C}$  i per congelació d'aigua subfosa per sobre aquest nivell, de les partícules ja existents. Si, a més a més, el flux incident és potencialment inestable en l'ascens orogràfic es desenvoluparan cel·les convectives. En aquestes cel·les es formen regions amb un elevat contingut aquós on s'hi accentuen els processos de coalescència i congelació d'aigua subfosa reforçant localment la precipitació. A partir de simulacions, es creu que cel·les de menys intensitat també es poden formar en els següents pics més elevats.

Així doncs, com conclou la tesi de Medina (2005), aquests dos models conceptuals ens mostren com es veu modificada la precipitació a latituds mitjanes quan un centre de baixes pressions creua una serralada. Encara que el flux incident sigui estàticament estable la precipitació al vessant de sobrevent es reforça gràcies a circulació turbulenta. En canvi, en el segon cas és la inestabilitat estàtica la responsable de la formació dels corrents ascendants. En els dos casos, les ascendències són prou fortes per activar els processos d'acreció, capaços de generar partícules prou grans que precipitin ràpidament als vessants de sobrevent. Per tant, aquests models conceptuals posen de manifest unes característiques que es poden reproduir sigui quina sigui la serralada muntanyosa afectada.

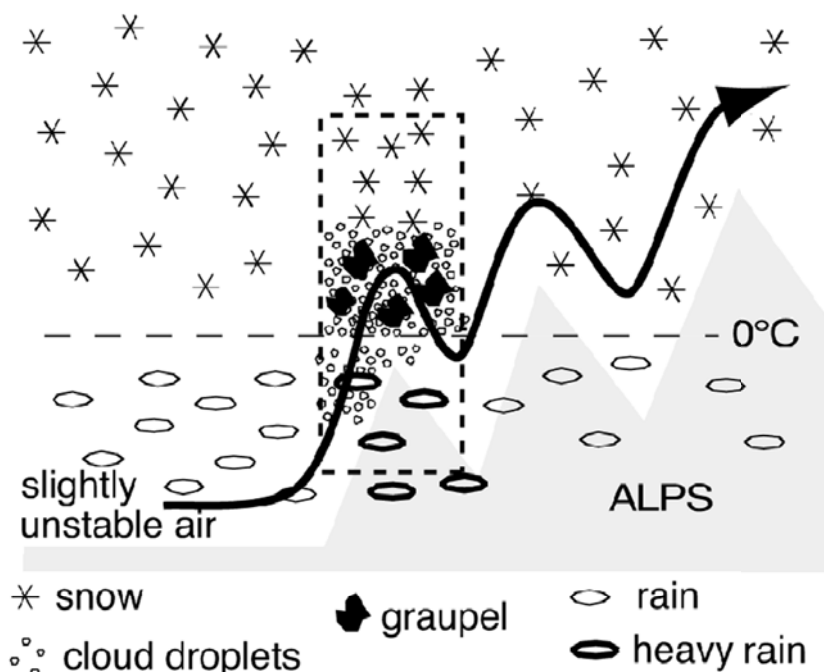


Figura 3.3: Model conceptual dels mecanismes dinàmics i microfísics responsables del reforç orogràfic de la precipitació en fluxos inestables no bloquejats a nivells baixos. El gràfic mostra el tipus d'hidrometeor present al llarg de l'evolució del flux. El rectangle ratllat indica la posició de la pluja convectiva inherent al flux. Font: Medina i Houze (2003).

### 3.2. Mecanismes bàsics de formació i reforç de la precipitació

La formació i el reforç de la precipitació en zones de muntanya és un procés extremadament complicat. Malgrat aquesta complexitat l'extensa recerca feta a diverses regions del món amb configuracions topogràfiques diferents ha permès identificar diversos mecanismes que mostren com el terreny afecta la precipitació. A la figura 3.4 extreta del treball de Houze (2012) es fa un recopilació de tots aquests mecanismes i s'hi il·lustra esquemàticament diferents maneres de com els fluxos superen o envolten les muntanyes. A continuació es resumeix la dinàmica de cada un d'aquest mecanismes.

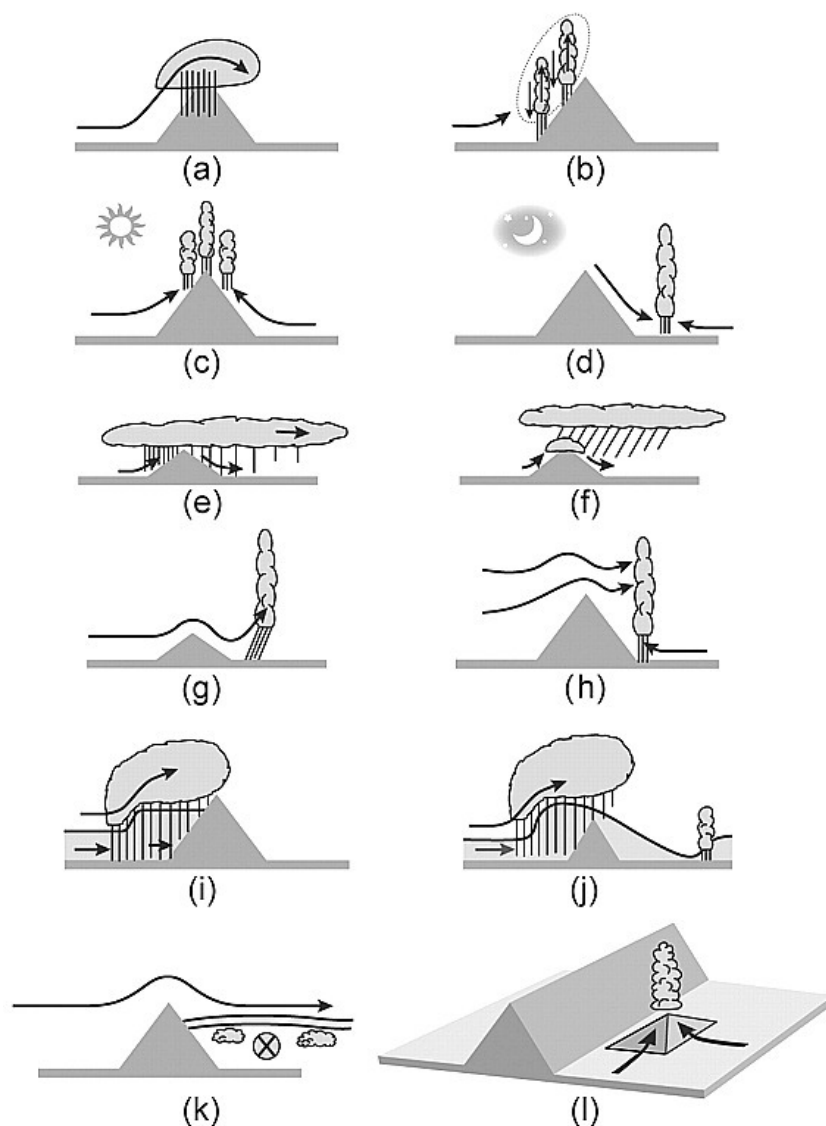


Figura 3.4: Mecanismes mitjançant els quals les muntanyes afecten els núvols de precipitació. Font: Houze (2012).

(a) *Ascens estable*. Aquest mecanisme d'ascens orogràfic és un dels més freqüents a les nostres latituds i té lloc quan un flux estable d'aire ascendeix a causa de la presència del relleu, fins

assolir el seu nivell de condensació, i al ser prou humida, genera nuvolositat estratiforme. Si els hidrometeors hi creixen ràpidament fins a una mida suficient aquests precipitaran al vessant de sobrent (fig. 3.4a). En general, a sotavent el núvol s'evapora a causa dels moviments subsidents, però també es poden formar ones de muntanya que afavoreixen la formació de nova nuvolositat. Així doncs, la precipitació és una combinació de la dinàmica de les ones gravitatòries i dels processos microfísics (Jiang i Smith, 2003).

- (b) *Alliberament d'instabilitat condicional.* La convecció profunda es pot desencadenar si un flux d'aire potencialment inestable ascendeix a causa de la presència d'una serralada i assoleix el seu nivell de convecció lliure (fig. 3.4b). Existeixen altres casuístiques com les mostrades a la secció 3.1.2, on també es poden desenvolupar cel·les convectives, ja sigui perquè una capa potencialment inestable compresa dins uns sistema nuvolós ja existent (front, zona estratiforme d'un sistema convectiu mesoescalar) interacciona amb l'orografia o bé perquè dins el flux que incideix sobre el terreny hi ha un nivell amb forta cisalla.
- (c) *Forçament diürn.* Les figures 3.4c i 3.4d mostren com el cicle solar diürn afecta la convecció en zones muntanyoses sigui quina sigui la seva dimensió. A la primera es representa com l'escalfament solar provoca la convergència de l'aire ascendent al cim de la muntanya elevant-lo fins al nivell de convecció lliure. Aquest efecte afavoreix que durant la part càlida del dia es registrin els màxims de precipitació convectiva. Al segon gràfic, s'il·lustra com durant la nit el refredament de les zones més elevades inhibeix la convecció als cims i s'inverteixen les brises vall-muntanya. Els corrents descendents convergeixen amb un flux humit i inestable present a nivells baixos propiciant un màxim nocturn de precipitació al peu de les muntanyes.
- (d) *Mecanisme de sembrat i recol·lecta (seeder-feeder, en anglès).* Aquest mecanisme fa referència només a turons o cims baixos. Quan un sistema nuvolós ja existent creua un cim aquest intensifica la precipitació al vessant de sobrent. Com que el cim no és prou alt la nuvolositat és advectada a sotavent, on la precipitació només es veu debilitada a causa dels moviments descendents (fig. 3.4e). Un procés similar té lloc, quan interactuen dos nivells verticals diferents de nuvolositat: un nivell més elevat ja existent advectat sobre un cim i el núvol orogràfic format just sobre el cim per ascens orogràfic del flux estable a nivells baixos. Les partícules de precipitació provinents del nivell més elevat creixen mitjançant l'acreció del contingut d'aigua del núvol del nivell inferior, de manera que la precipitació també s'incrementa al vessant de sobrent (fig. 3.4f).
- (e) *Convecció associada a ones de muntanya a sotavent.* A les Figures 3.4g i 3.4h es mostra com les ones gravitatòries generades a sotavent de cims poc elevats poden conduir a la formació de nuvolositat convectiva riu amunt del cim. Si a més a més, l'ona es propaga verticalment es detecta una inclinació en el seu moviment, aquesta afavoreix els núvols convectius de precipitació alimentats pels fluxos humits a nivells baixos només on l'ona presenta la fase ascendent del moviment.

- (f) *Efectes de bloqueig sobre la precipitació.* Quan el flux d'aire incident a una serralada és especialment estable o la component transversal del vent és molt dèbil, el flux és bloquejat i s'estanca a sobrevent sense superar el relleu. Això fa que la pròpia massa d'aire actuï com una extensió de l'amplitud de la serralada de manera que l'aire que es troba per sobre la capa estancada es veu forçat a ascendir molt abans de la serralada (fig. 3.4i). Aquest tipus de bloqueig afecta tant les tempestes convectives com els sistemes frontals. En alguns casos el bloqueig és parcial, i el que succeeix és que el flux al creuar la serralada s'accelera i pateix una transició en l'estat del flux de subcrític a supercrític, de manera que té prou energia per recobrar el seu estat d'equilibri en forma de salt hidràulic. Aquest ascens tan marcat a sotavent pot generar la formació de núvols de precipitació (fig. 3.4j).
- (g) *Inhibició o activació de la convecció profunda.* La convecció profunda en un inici es pot veure inhibida a causa de la presència d'una inversió tèrmica. Però si aquesta es trenca la convecció, a més d'activar-se, també s'intensificarà ja que la pròpia inversió haurà afavorit la inestabilitat condicional mitjançant l'acumulació de calor sensible i latent per sota el nivell d'aquesta (fig. 3.4k). El mateix succeeix si a nivells baixos l'aire càlid i humit abans d'incidir sobre la serralada principal troba un cim més baix davant seu que li proporcioni l'ascens necessari per assolir el nivell de convecció lliure (fig. 3.4l).

### 3.3. Estudis numèrics idealitzats

Per tal d'aprofundir en la comprensió de la formació i propagació dels sistemes de precipitació que es generen en zones d'orografia complexa molts estudis han abordat la qüestió des d'un punt de vista teòric. Aquests treballs es basen en simulacions numèriques idealitzades utilitzant models més o menys complexes, tant bidimensionals com tridimensionals, on l'orografia també s'hi reproduïx idealment, per exemple una serralada es representa en forma de campana de Gauss amb una altura  $h_m$  i amplitud mitjana  $a$ . L'objectiu d'aquests estudis és descriure la complexa dinàmica dels sistemes de precipitació en funció d'un cert nombre de paràmetres de control independents i adimensionals, com podria ser el nombre de Froude descrit a l'apartat 3.1.1. El fet d'utilitzar aquests paràmetres permetrà obtenir uns resultats teòrics més generals. En aquesta secció es descriu l'estat de l'art pel que fa a les simulacions numèriques idealitzades tant dels fluxos orogràfics estables com condicionalment inestables. Els resultats obtinguts en els estudis teòrics ens serviran per avaluar el comportament dels diferents paràmetres de control a les simulacions fetes en aquest treball de tesi d'episodis reals de precipitació ocorreguts als Pirineus orientals sota condicions tant d'inestabilitat condicional com d'estabilitat (Capítols 5 i 6).

#### 3.3.1. Flux estable incidint sobre el relleu

L'estudi de fluxos estables amb absència d'humitat incidint sobre el relleu, ha estat tractat àmpliament des de finals dels vuitanta en diversos treballs (Durrán, 1990; Pierrehumbert i Wyman, 1985; Smith, 1979; Smolarkiewicz i Rotunno, 1990). En ells s'hi mostra com la no

linealitat present en un flux estable a l'incidir sobre una muntanya es pot mesurar a partir del paràmetre  $M=Nh_m/U$  (alçada adimensional de la muntanya) o el seu recíproc que seria el nombre de Froude ( $F=1/M$ ). Proposen diferents mètodes per determinar l'alçada adimensional crítica a partir de la qual s'esdevé el bloqueig del flux a sobrevent i la formació d'ones de muntanya a sotavent. Si a més a més de l'estratificació també es té en compte el contingut d'humitat, a Jiang (2003) es mostra com el paràmetre  $F_m=U/N_m h_m$  (on  $N_m$  és la freqüència de Brunt-Vaisala saturada), es pot continuar utilitzant per identificar la resposta dinàmica del flux a sobrevent. Tot i això, s'hi ressaltava la dificultat que té calcular-lo ja que l'estabilitat estàtica ( $N_m$ ) varia amb l'alçada a causa del gradient vertical d'humitat present a l'atmosfera.

Com a exemple il·lustratiu de la dependència d'un flux estable gairebé saturat (humitat relativa del 98%) segons el nombre de Froude humit, a la figura 3.5 extreta de Colle (2004), es mostren els tres règims obtinguts per diferents valors de  $F_m$  que corresponen a variar la velocitat del flux ( $U$ ) per 10, 20 i 30 m/s.

- (a)  $F_m=0,67$  - A sobrevent es formen núvols orogràfics poc desenvolupats; a sotavent s'identifica clarament nuvolositat associada a l'ona de muntanya i subsidència just per sobre la línia de cresta.
- (b)  $F_m=1,33$  - La nuvolositat a sobrevent s'estén fins el cim i més lluny vessant amunt a causa de la penetració del moviment ascendent fins a 3 km d'altitud i la capacitat d'advecció dels hidrometeors a sotavent.
- (c)  $F_m=2,00$  - La zona d'ascens orogràfic s'aprofundeix fins a 9 km d'altitud, generant nuvolositat orogràfica desenvolupada ja molt abans d'assolir el relleu a sobrevent, zona on també s'hi incrementa la precipitació.

Els resultats apunten que valors elevats de  $F_m$  poden desencadenar processos microfísics més actius i per tant més precipitació. En el mateix treball, s'ha detectat que la distribució de la precipitació originada quan un flux humit estable interactua amb el relleu és sensible a la variació d'altres paràmetres de control com l'alçada i amplada de la muntanya, la intensitat de la cisalla vertical del vent i de l'alçada de la isozero (nivell de congelació).

#### 3.3.2. Flux condicionalment inestable incidint sobre el relleu

Pel cas dels fluxos condicionalment inestables incidint sobre una serralada, Chu i Lin (2000) van proposar com a paràmetre de control el nombre de Froude humit que es defineix com  $F_w=U/N_w h_m$  on  $N_w$  és la freqüència de Brunt-Vaisala no-saturada:

$$N_w^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z}. \quad (3.1)$$

A l'equació anterior,  $\theta_v$  és la temperatura potencial virtual de l'aire humit, però no saturat. El comportament d'aquests fluxos és, però, molt diferent dels fluxos estables humits. En els primers treballs on s'analitzen simulacions idealitzades bidimensionals de fluxos condicionalment



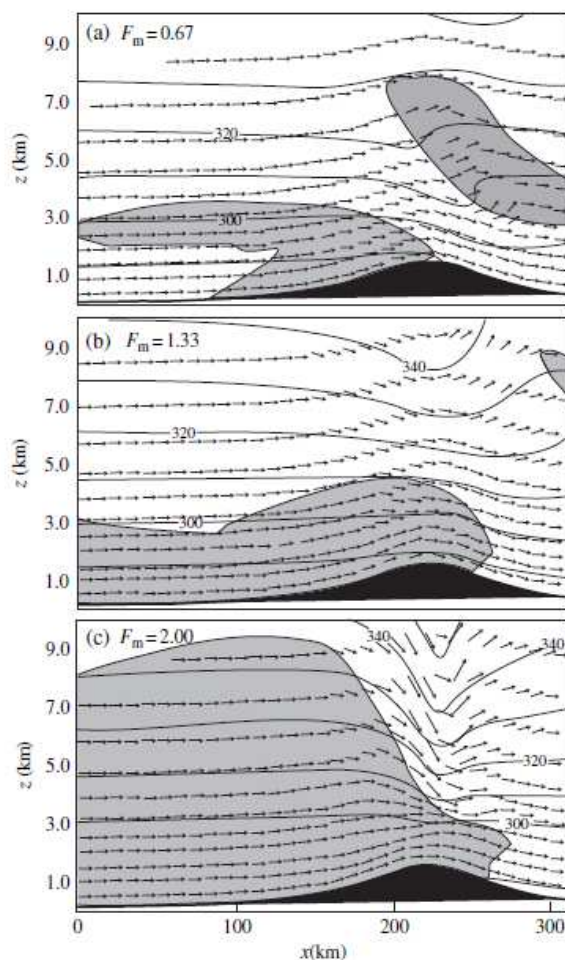


Figura 3.5: Règims identificats en una simulació idealitzada 2D d'un flux humit estable per diferents valors: a)  $F_m=0,67$ ; b)  $F_m=1,33$ ; c)  $F_m=2,00$ . Els paràmetres orogràfics i que caracteritzen el flux són:  $h = 1,5$  km,  $a = 50$  km,  $N_m=0,01$  s<sup>-1</sup>,  $U = 10, 20$  i  $30$  m/s. La línia negra mostra la temperatura potencial, les fletxes el vector vent i el fons gris la proporció de mescla de la precipitació total superior a  $0,04$  g/kg (pluja, neu i calabruix). Font: Colle (2004).

inestables amb una resolució horitzontal de 1-2 km (Chen i Lin, 2005; Chu i Lin, 2000), es van identificar quatre règims de precipitació diferents obtinguts de variar  $F_w$  (fig. 3.6):

- (a) Règim I - Sistema convectiu generat al vessant de sobrevent per ascens orogràfic i que posteriorment es propaga riu amunt a causa de l'avanç del corrent de densitat (embossament d'aire fred generat pel mateix sistema convectiu).
- (b) Règim II - Sistema convectiu generat a la línia de cresta, on s'hi manté quasi estacionari afectant les parts elevades d'ambdós vessants. Aquesta estacionarietat es deu a un balanç entre el forçament orogràfic i el forçament del corrent de densitat.
- (c) Règim III - En aquest cas el corrent de densitat es propaga riu avall i coexisteixen dos sistemes de precipitació: un sistema de precipitació quasi estacionari convectiu o mixt prop dels cims, i un de convectiu que es propaga a sotavent riu avall del relleu.

- (d) Règim IV - A prop dels cims es forma un sistema de precipitació estratiforme quasi estacionari i en canvi a sotavent s'hi propaga un sistema nuvolós.

Els autors en un inici van associar un  $F_w$  per cada un dels règims: dèbil, moderat i fort pels règims I, II i III respectivament. Però més endavant van constatar que per un  $F_w$  constant i una CAPE creixent, el règim del flux disminueix. Així doncs, a més del  $F_w$ , la CAPE també té un paper important com a paràmetre de control en la generació i propagació dels sistemes convectius orogràfics de manera que els autors proposen una dependència biparamètrica ( $F_w$ , CAPE) dels quatre règims.

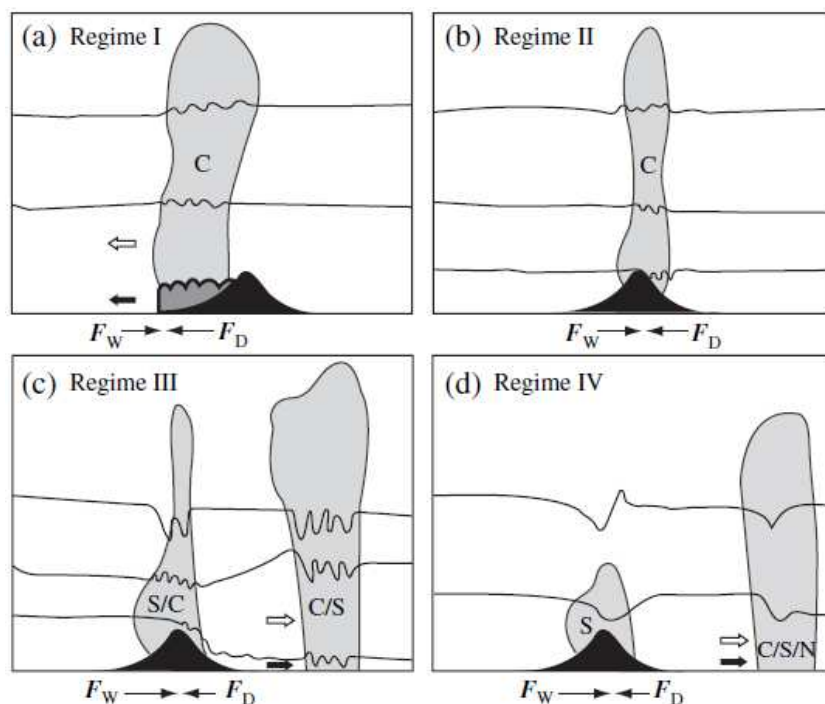


Figura 3.6: Esquema dels quatre règims identificats per un flux humit condicionalment inestable incidint sobre una muntanya. Les fletxes  $F_w$  i  $F_D$  corresponen a la força del flux i a la del corrent de densitat respectivament. Els símbols  $C$ ,  $S$ , i  $N$  defineixen el tipus de nuvolositat del sistema de precipitació ( $C$  - convectiu,  $S$  - estratiforme i  $N$  - cap dels dos tipus). La fletxa blanca (negra) fa referència a la direcció de propagació del sistema de precipitació (corrent de densitat). Font: Chen i Lin (2005)

En la mateixa línia, Miglietta i Rotunno (2009) van aprofundir en el comportament dels fluxos condicionalment inestables utilitzant simulacions idealitzades 3D amb una elevada resolució horitzontal (250 m). Per tal d'analitzar la resposta convectiva del flux en termes de la localització i intensitat de la precipitació identifiquen un nombre destacat de paràmetres de control associats tant a les característiques termodinàmiques del flux ( $N_w$ ), velocitat del vent ( $U$ ), nivell de convecció lliure (LFC), alçada de la tropopausa ( $h_t$ ), CAPE i DCAPE (màxima energia disponible per una parcel·la descendent), com del perfil del relleu ( $h_m$ ,  $a$ ). Un dels comportaments bàsics detectats en les solucions de les modelitzacions, a diferència dels treballs anteriors, és que no presenten una dependència significativa amb el nombre de Froude

humit ( $F_w$ ). Es mostra com variant la  $U$  i la  $h_m$  però mantenint  $F_w$  constant s'obtenen resultats diferents: per velocitats del vent dèbils i un relleu baix, es forma un embossament d'aire fred a sobrevent, riu amunt de la muntanya, on s'hi desenvolupa la convecció; en canvi, per vents més forts i relleu elevat, la convecció es genera per forçament orogràfic sobre el relleu. Paral·lelament els resultats també han estat analitzats en funció de la velocitat del vent  $U$  i s'obtenen bàsicament dues solucions (fig. 3.7a):

- (a) Vents dèbils (2,5 m/s) - Les cel·les convectives que es formen per ascens orogràfic es desenvolupen i generen un embossament d'aire fred a causa de l'evaporació de la precipitació. El corrent de densitat es propaga riu amunt i força l'aire incident, condicionalment inestable, a ascendir i formar noves cel·les convectives. Aquest comportament és anàleg al règim I.
- (b) Vents moderats i forts (10, 20 m/s) - Es formen cel·les convectives quasi estacionàries a la línia de cresta, i com en el règim II tampoc es detecta la presència d'embossament d'aire fred sota els sistemes de precipitació.

Si ens fixem en l'efecte de l'orografia en les solucions, quan  $h_m$  és molt menys elevat que LFC ( $h_m/\text{LFC} \ll 1$ ), l'ascens orogràfic no és prou important per desencadenar la convecció; en canvi, quan l'alçada de la muntanya és superior al nivell de convecció lliure ( $h_m > \text{LFC}$ ) els resultats presenten una clara dependència amb l'amplada de la serralada  $a$ , com mostra la figura 3.7b. En relleus estrets i poc elevats, el nivell LFC es troba molt a prop dels cims i les precipitacions afecten el vessant de sotavent. En canvi, pels règims sense embossament d'aire fred com més ampla sigui la serralada més extensa serà la zona afectada per la precipitació. Això es deu a que el flux pot assolir el LFC molt abans dels cims i per tant es poden desencadenar diferents cel·les convectives a sobrevent. Així doncs els autors proposen tres paràmetres de control com els més rellevants a l'hora d'explicar la localització i intensitat de les precipitacions convectives:  $h_m/\text{LFC}$  (activació de la convecció),  $h_m/a$  (contribució del relleu al forçament orogràfic) i  $\tau_a/\tau_c$  que mostra la relació entre el temps característic advectiu ( $a/U$ ) i el convectiu ( $h_t/\sqrt{\text{CAPE}}$ ). Aquest últim paràmetre, representa el temps necessari perquè el flux creui la serralada i és una estimació del temps que trigaria una parcel·la d'aire a assolir la tropopausa. Es pot interpretar com el temps necessari perquè es pugui desenvolupar una nova cel·la convectiva riu amunt del relleu, o en altres paraules, si les cel·les convectives han pogut desenvolupar-se prou per generar un embossament d'aire fred que en desencadeni de noves ( $\tau_a/\tau_c \gg 1$  e.g. vents dèbils).

Posteriorment, a Miglietta i Rotunno (2010) es va ampliar l'anàlisi amb simulacions idealitzades considerant fluxos condicionalment inestables amb valors dèbils de CAPE ja que els resultats no s'adequaven a les dependències amb els paràmetres de control proposats en el treball previ. Per aquests fluxos proposen utilitzar dos paràmetres de control addicionals:  $\text{DCAPE}/U$  i  $N_w \text{LFC}/U$ . Aquests tenen en compte la propagació de l'embossament d'aire fred i com aquest avanç al mateix temps indueix una desacceleració del flux de l'entorn (fig. 3.7c).

Recentment, els mateixos autors han dut a terme un treball (Miglietta i Rotunno, 2014) on a diferència dels anteriors, en què el flux incident era uniforme, ara es considera un flux amb cisalla vertical amb la presència a nivells baixos d'un flux perpendicular a la serralada i un

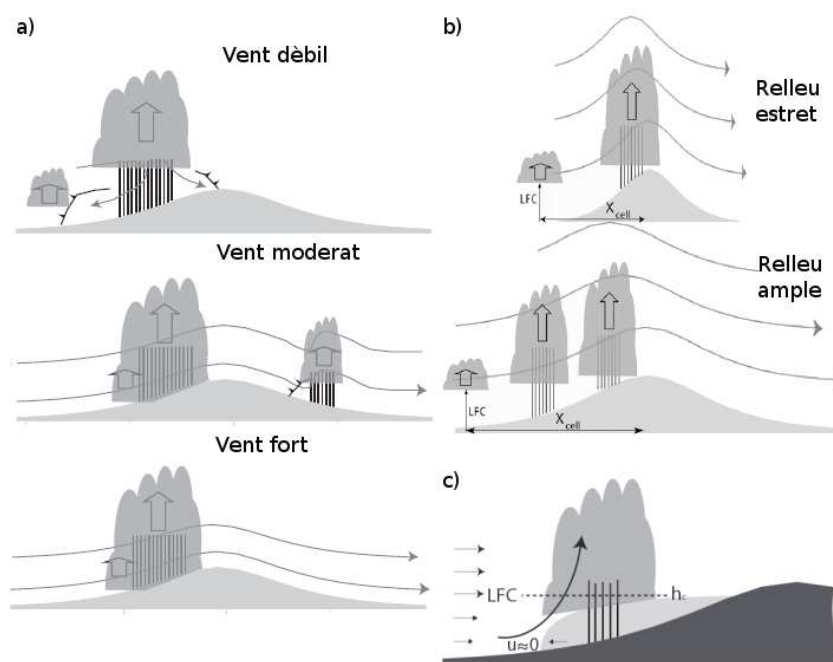


Figura 3.7: Esquemes dels testos de sensibilitat corresponents a: a) diferents velocitats ( $U$ ) del flux incident (dèbil, moderat i fort); b) diferents amplades ( $a$ ) del relleu (estret i ample); c) Resposta del flux pels casos amb CAPE dèbil. Fonts: Adaptat de Miglietta i Rotunno (2009, 2010).

flux més dèbil als nivells superiors. Aquesta no uniformitat té l'objectiu de reproduir la cisalla detectada en molts radiosondatges observats en episodis de precipitació intensa (Miglietta i Rotunno, 2012). Els resultats mostren que quan hi ha un equilibri entre la propagació de l'embossament d'aire fred (*cold pool*, en anglès) i el flux incident, el sistema de precipitació es manté quasi estacionari generant grans quantitats de precipitació. Això es deu a que, a més de la estacionarietat, els fluxos dèbils a nivells alts afavoreixen corrents ascendents molt més forts i cel·les convectives amb un important desenvolupament vertical.

#### Simulacions idealitzades al nord-oest de la Mediterrània

A la bibliografia també trobem treballs basats en simulacions idealitzades orientades a l'estudi de casos reals observats a la zona nord-oest del Mediterrani. Per exemple, Stein (2004), basant-se en l'orografia real de la zona Alpina va realitzar una sèrie d'experiments on es detecta que per vents forts, tot i que el flux creua la serralada, la nuvolositat es desenvolupa a sobrevent; en canvi per vents dèbils, l'embossament d'aire fred generat per l'evaporació de la precipitació afavoreix que els sistemes de precipitació es propaguin en direcció sud, riu amunt dels Alps. Aquest resultat es troben en concordança amb Miglietta i Rotunno (2009).

Per tal de representar una atmosfera més realista, el treball de Bresson et al. (2012), basat en simulacions idealitzades d'un flux marítim condicionalment inestable de 100 km d'amplitud incidint directament sobre l'orografia real de la zona d'estudi (Massís Central, Alps i Pirineus),

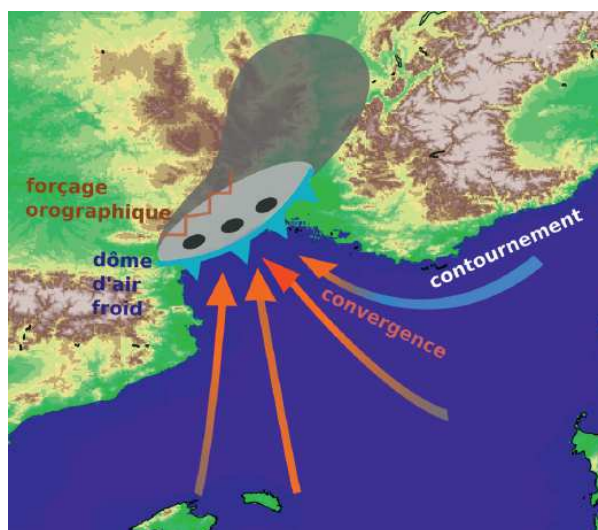


Figura 3.8: Esquema conceptual que resumeix els diferents mecanismes d'ascens indentificats a Bresson et al. (2012); Ducrocq et al. (2008). Font: Ducrocq et al. (2013a).

considera un factor fonamental: el gradient horitzontal d'humitat, com s'ha descrit a la secció 3.1.1. Els resultats mostren que els mecanismes d'ascens dominants en la formació dels sistemes convectius mesoscalars són: 1) ascens orogràfic pels sistemes localitzats al Massís Central; 2) l'ascens induït per l'embossament d'aire fred riu amunt del massís; i a més a més 3) formació de zones de convergència generades per l'efecte de la presència dels Pirineus o els Alps que desvien el flux a nivells baixos quan aquest és dèbil o sec. La figura 3.8 resumeix en un model conceptual els resultats deduïts de les simulacions idealitzades. Recentment, en la mateixa línia que el treball anterior, Oliver (2013) mostra un estudi realitzat per la zona de Catalunya, les illes Balears i València, on s'analitza la interacció d'un jet a nivells baixos sobre els diferents sistemes orogràfics, a més de mostrar els efectes que té sobre el camp de precipitació el fet de modificar algunes de les seves propietats (i.e. la localització i intensitat del màxim de vent o variacions en el camp d'humitat). Els màxims de precipitació als Pirineus, s'obtenen per fluxos forts i gradients d'humitat marcats.

En resum, aquests treballs ressalten la importància d'utilitzar en les simulacions un flux no-uniforme i l'orografia real de la zona d'estudi. Tot i la simplificació feta del flux, els resultats per la regió del nord-oest del Mediterrani indiquen que una bona descripció de les característiques mesoescalars del flux són claus per una predicció precisa de la localització dels sistemes convectius quasi estacionaris.

# Capítol 4

## Metodologia

---

<b>4.1. Estratègia de l'estudi</b> . . . . .	<b>39</b>
<b>4.2. Part I: el model WRF</b> . . . . .	<b>41</b>
<b>4.3. Part II: el model MESO-NH</b> . . . . .	<b>43</b>
<b>4.4. Eines de diagnòstic</b> . . . . .	<b>45</b>
4.4.1. Paràmetres de diagnòstic de la convecció . . . . .	45
4.4.2. Trajectòries lagrangianes . . . . .	47

---

En aquest capítol es presenta la metodologia seguida per tal d'analitzar diferents episodis de precipitació intensa a la zona dels Pirineus Orientals. S'hi descriuen tant l'estratègia seguida com les eines utilitzades per portar a cap aquest estudi.

### 4.1. Estratègia de l'estudi

Un dels objectius d'aquest treball és posar de manifest la relació que hi ha entre les condicions mesoescalars i la distribució espacial i intensitat del camp de precipitació a la zona dels Pirineus Orientals. Per estudiar aquesta relació, en lloc de fer-ho a partir d'una aproximació climatològica, com la majoria d'estudis fets en aquesta regió, on s'evidencien els esquemes sinòptics típics que afecten la nostra zona de treball, s'ha decidit fer-ho a partir de simulacions numèriques a alta resolució. S'han escollit nou casos d'estudi (taula 4.1), per tal de recollir un conjunt de simulacions prou ampli i representatiu de diferents característiques dels fluxos a nivells baixos.

La zona d'estudi escollida engloba tot el massís pirinenc i està centrada a Andorra, de manera que abasta una àrea prou extensa, tant pel límit nord com pel sud, per poder caracteritzar els fluxos advectionats sobre els Pirineus Orientals. A la figura 4.1 es mostra el domini seleccionat per a les simulacions a alta resolució.

Per dur a terme les simulacions s'han utilitzat dos models meteorològics diferents. Primer de tot, el model americà WRF, un model de distribució pública amb una comunitat d'usuaris

Taula 4.1: Episodis de precipitació seleccionats per a l'estudi, model utilitzat a cada simulació i acumulacions diàries màximes observades a Andorra i el Pirineu català.

Data Simulació	Model	Acum. 24 h	
		Andorra	Pirineu català
<b>1 nov. 2008</b> - Tardor	WRF	47 mm	107 mm
<b>10 oct. 2010</b> - Tardor	WRF	72 mm	149 mm
<b>15 des. 2008</b> - Hivern	WRF	12 mm	< 15 mm
<b>18 des. 2008</b> - Hivern	WRF	4 mm	< 15 mm
<b>7 feb. 2009</b> - Hivern	WRF	24 mm	< 15 mm
<b>11 feb. 2009</b> - Hivern	WRF	57 mm	63 mm
<b>27 oct. 2011</b> - Pre-SOP	MESO-NH	15 mm	45 mm
<b>3 nov. 2011</b> - Pre-SOP	MESO-NH	61 mm	114 mm
<b>7 nov. 1982</b> - 1982	MESO-NH, WRF	151 mm	266 mm

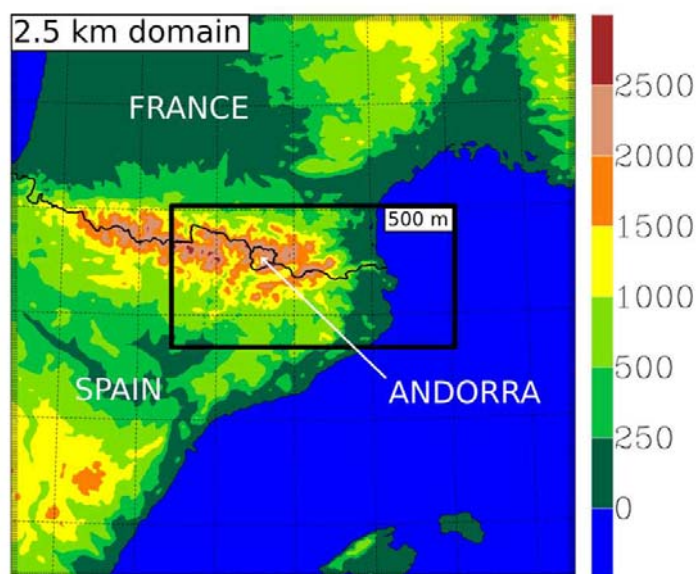


Figura 4.1: Domini seleccionat per a les simulacions d'alta resolució (2,5 km) d'episodis de precipitació que van afectar els Pirineus Orientals. El rectangle negre indica el subdomini definit per a la simulació a 0,5 km.

molt àmplia i una formulació que permet executar-lo en estacions de treball amb recursos computacionals discrets. Per a la segona part de la tesi, s'ha utilitzat el model de recerca francès MESO-NH. Aquest model constitueix el fonament de la física utilitzada en el model AROME, el model utilitzat per Météo-France en les prediccions operatives a França i també Andorra. Així doncs, aquest és el motiu pel qual s'ha escollit aquest segon model. En últim terme, això ens permetrà comparar en un episodi concret, els resultats obtinguts amb els dos models meteorològics a la regió oriental dels Pirineus. L'estratègia seguida per realitzar les anàlisis dels

diferents casos d'estudi s'ha resumit en forma de diagrama de flux a la figura 4.2.

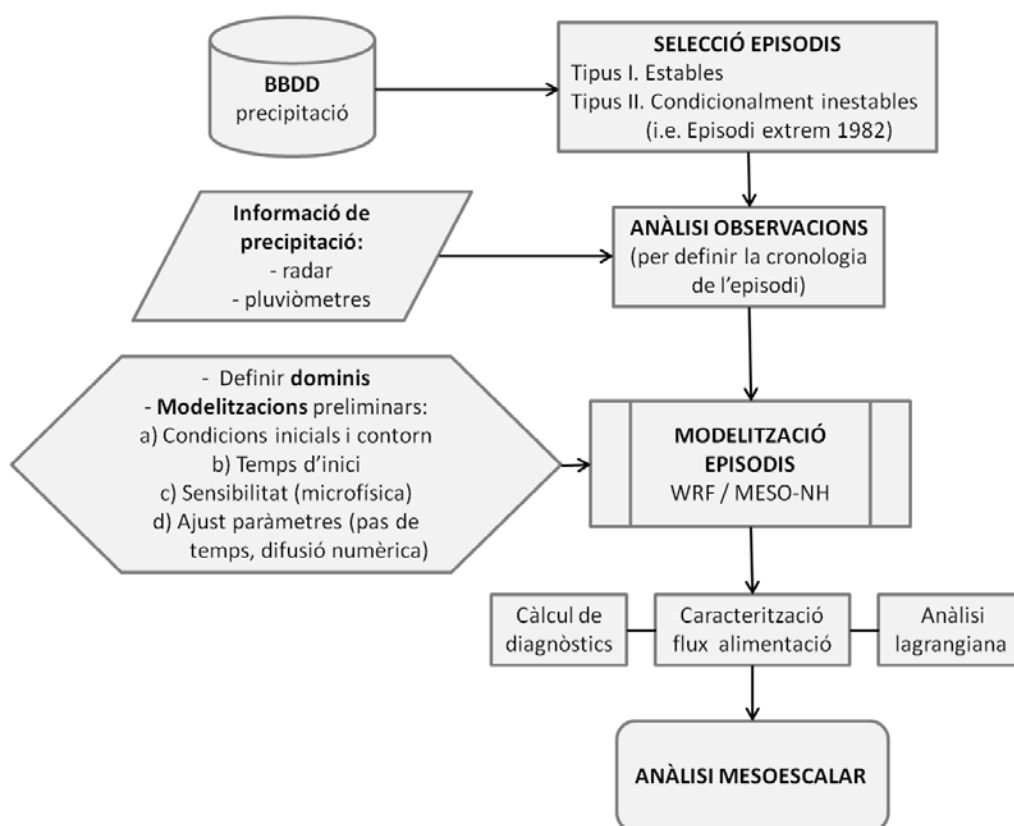


Figura 4.2: Resum en forma de diagrama de flux de l'estratègia seguida per dur a terme els anàlisis mesoescalars dels diferents casos d'estudi.

## 4.2. Part I: el model WRF

A la primera part de la tesi el model utilitzat ha estat la versió 3.0 del Weather and Research Forecast Model (d'ara en endavant WRF; <http://www.wrf-model.org>). Es tracta d'un model desenvolupat sota la coordinació del National Center for Atmospheric Research (NCAR), dels Estats Units, amb la col·laboració d'altres centres americans i d'arreu del món. L'objectiu principal és millorar els pronòstics mesoescalars (1-10 km). Així doncs, és un model ambivalent, tant de pronòstic com de recerca. En concret, s'ha treballat amb el WRF-ARW (Skamarock et al., 2008), que utilitza l'Advanced Research WRF com a model de resolució dinàmica. Aquest integra les equacions no hidrostàtiques d'Euler completament compressibles i conservatives per a variables escalars. El model dinàmic ARW utilitza l'esquema d'integració temporal Runge-Kutta de tercer ordre per a modes de baixa freqüència, mentre que per als modes de freqüències elevades, com les ones acústiques o gravitatòries, s'utilitza un pas de temps més petit per tal de mantenir l'estabilitat numèrica.

Les variables de pronòstic del model són: les tres components del vent ( $u, v, w$ ), la pertorbació de la temperatura potencial, del geopotencial i de la pressió superficial de l'aire sec, a



més de l'energia cinètica turbulenta i la proporció de mescla del vapor d'aigua ( $r_v$ ) i d'altres hidrometeors. Les equacions s'han formulat segons un sistema de coordenades vertical de massa que segueixen el relleu prop de la superfície (Laprise, 1992) i una malla horitzontal de tipus *Arakawa staggered C-grid*, on les components del vent ( $u, v, w$ ) es troben definides als límits de la malla (est-oest, nord-sud, superior-inferior) i la resta de variables de pronòstic al centre de la malla ( $T, r_v, TKE$ ).

Com que el model permet escollir diferents esquemes per a cada parametrització física, a continuació es descriu la configuració utilitzada en les simulacions fetes. Primer de tot, per descriure la capa límit planetària, responsable dels fluxos verticals submalla generats per transport turbulent en tota la columna atmosfèrica, s'ha escollit l'esquema YSU (Yonsei University) (Hong et al., 2006). Els fluxos superficials tant de calor latent com de calor sensible hi són proporcionats gràcies al model de superfície Noah que conté quatre capes de temperatura i humitat, i a l'esquema de capa superficial basat en la teoria de semblança de Monin-Obukhov. La parametrització de la radiació utilitzada per a ona llarga és el Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) de l'ECMWF i l'esquema basat en Dudhia (1989) per a ona curta. L'efecte submalla de la convecció profunda és parametritzat o no, depenent de la resolució horitzontal utilitzada. Malgrat que en passos de malla inferiors als 10 km la convecció pot deixar de ser estrictament un procés de submalla, de vegades s'ha detectat que per a passos de malla entre 5-10 km aquests esquemes han ajudat a iniciar la convecció. Així doncs, per a passos de malla inferiors a 5 km considerarem que la resolució és prou alta per resoldre els fluxos convectius explícitament i només en els dominis amb resolució inferior utilitzarem la parametrització de Kain-Fritsch.

Finalment, cal fer una atenció especial a l'esquema de microfísica, ja que té un paper molt important en el pronòstic de la precipitació. La versió utilitzada del WRF disposa de fins a nou esquemes diferents, fet que dificulta seleccionar-ne un. Per als episodis analitzats al capítol 5, on s'ha fet una revisió en casos reals dels resultats obtinguts en simulacions idealitzades de fluxos condicionalment inestables, s'ha escollit l'esquema de Purdue-Lin (Chen i Sun, 2002) ja que és el mateix que s'ha utilitzat en els treballs en què s'ha basat la revisió i això afavorirà la comparació dels resultats. Aquest esquema, que conté sis classes d'hidrometeors (vapor d'aigua, partícules nuvoloses, pluja, gel, neu i calabruix), és relativament sofisticat i s'aconsella utilitzar-lo només en treballs de recerca i no operacionalment. En canvi, per als episodis analitzats en el capítol següent (cap. 6), la microfísica de núvols utilitzada ha estat la de Thompson et al. (2008), que inclou també les sis classes d'hidrometeors. Aquest canvi ha estat motivat pels resultats obtinguts per Mercader et al. (2010) en un estudi que analitza la sensibilitat dels pronòstics del WRF a la parametrització de la convecció i la microfísica dels núvols i que conclou que la configuració amb més encert és la que combina la parametrització convectiva de Kain-Fritsch amb l'esquema de microfísica de Thompson. Per tal de confirmar aquests resultats s'ha elaborat un treball preliminar (Navalón, 2012) en el qual s'han avaluat els resultats de la modelització d'un dels episodis hivernals que van afectar els Pirineus utilitzant tots els esquemes microfísics disponibles. El treball ens confirma que, en conjunt, tant per a la temperatura com

per a la precipitació, l'esquema que mostra els millors resultats és el de Thompson.

Un cop seleccionada la física del model, la configuració definida ha estat de 28 nivells verticals, repartits de manera que la resolució vertical prop de la superfície (1000 hPa) és més elevada que en els nivells propers al cim de la troposfera (50 hPa). L'objectiu és garantir una resolució adequada per analitzar la interacció entre l'orografia i els fluxos atmosfèrics. Quant a la resolució horitzontal, per al cas dels episodis amb fluxos condicionalment inestables (cap. 5) s'ha treballat amb tres dominis niats (27, 9 i 3 km), on el domini amb més resolució inclou els Pirineus Orientals i Andorra. Les condicions inicials i de contorn del domini extern s'han obtingut de les anàlisis del model global GFS (FNL-GFS) amb una resolució d'1° latitud/longitud i 6 h de resolució temporal (U.S. National Centers for Environmental Prediction, actualitzat diàriament). Per als dominis niats, les condicions de contorn són interpolades des del domini exterior amb un període igual al pas de temps d'integració del domini extern. Els resultats d'aquestes primeres simulacions han reflectit la necessitat d'ampliar el domini amb la resolució més elevada per poder caracteritzar amb més detalls els fluxos que incideixen sobre els Pirineus. En aquest sentit, en el capítol 6, per poder millorar aquest aspecte i dur a terme l'anàlisi dels episodis amb fluxos estables, s'han definit uns nous dominis i resolucions (32, 8 i 2 km). Per exemple, s'ha augmentat en un factor sis l'àrea coberta pel domini amb més resolució (2 km) buscant un compromís entre les limitacions computacionals i incloent tot el massís pirinenc, i així evitar que els límits del domini intersequessin la complexa orografia i no tenir problemes amb les condicions de contorn com se suggereix a Warner et al. (1997). A més, s'han utilitzat com a condicions inicials i de contorn les recents reanàlisis CFSR (Saha et al., 2010) generades per l'NCEP amb una resolució horitzontal més bona de 0,5° latitud/longitud. La taula 4.2 mostra un resum de les diferents configuracions utilitzades.

Taula 4.2: Principals característiques dels dominis, condicions inicials i de contorn i esquema microfísic utilitzat amb el model WRF.

Simulació	Condicions inicials	Pas de malla (km)	Pas d'integració (domini més gran)	Esquema microfísic
Tardor - cap. 5	GFS-FNL (1°)	27-9-3	150 s	Purdue-Lin
Hivern - cap. 6	CFSR (0,5°)	32-8-2	180 s	Thompson
1982 - cap. 8	CFSR (0,5°)	40-10-2,5	240 s	Thompson

### 4.3. Part II: el model MESO-NH

Per a la segona part de la tesi, desenvolupada en el marc del programa HyMeX, s'ha utilitzat la versió 4.8 del model de recerca MESO-NH (Lafore et al., 1997) desenvolupat conjuntament pel Laboratoire d'Aérodologie i el CNRM (<http://mesonh.aero.obs-mip.fr>). Es tracta d'un model no hidrostàtic d'àrea limitada regit per un sistema d'equacions anelàstiques (Durran, 1989) que permet fer simulacions tant idealitzades com de casos reals des d'escala sinòptica fins a

microescala. La discretització de les equacions es fa mitjançant diferències finites centrades de segon ordre i un esquema *leap-frog* explícit. Les variables de pronòstic del model són: les tres components del vent ( $u, v, w$ ), la temperatura potencial ( $\theta$ ), la proporció de mescla del vapor d'aigua ( $r_v$ ) i de les cinc espècies d'hidrometeors (els cristalls de gel ( $r_i$ ), la neu ( $r_s$ ), el calabruix ( $r_g$ ), les partícules nuvoloses ( $r_c$ ) i l'aigua de pluja ( $r_r$ )) i finalment l'energia cinètica turbulenta (TKE, de l'anglès *turbulent kinetic energy*). Pel que fa a la pressió atmosfèrica, es tracta d'una variable diagnosticada, que s'obté a partir de la resolució d'una equació el·líptica tridimensional que sorgeix de la combinació de les equacions del moviment i de continuïtat.

L'evolució de  $r_v$  i les cinc espècies d'hidrometeors es calcula mitjançant unes equacions de pronòstic que segueixen un esquema microfísic mixt de moment d'ordre 1 (*single moment scheme*, en anglès) i per tant no prediu la concentració dels hidrometeors com sí que fan els esquemes de moment doble (*double moment scheme*, en anglès). Aquesta opció combina l'esquema de Kessler per als processos càlids amb una parametrització del gel en tres classes ICE3 (Caniaux et al., 1994; Pinty i Jabouille, 1998). El fet de representar els hidrometeors en cinc classes diferents permet una descripció detallada dels processos microfísics que tenen lloc als núvols i també del cicle de l'aigua dins el model. La parametrització de la turbulència formulada per Cuxart et al. (2000), amb un tancament per l'equació de l'energia cinètica turbulenta d'ordre 1,5, permet tractar els fluxos turbulents tant en una dimensió ( $z$ , la vertical) com en tres ( $x, y, z$ ). D'aquesta manera en la configuració del model s'activa una o l'altra dependent de la resolució horitzontal amb què es treballa: per resolucions elevades, de l'ordre de centenars de metres, l'esquema 3D és capaç d'identificar, en qualsevol de les tres direccions, fonts de turbulència causades per la cisalla, cosa que no és possible en resolucions inferiors. La convecció poc profunda també hi és parametritzada segons l'esquema EDMF (*Eddy Diffusivity Mass Flux*, en anglès) descrit per Pergaud et al. (2009). Pel que fa a la convecció profunda, igual que per al cas del WRF, per als dominis amb resolució inferior a 10 km, la convecció submalla es parametritza segons l'esquema de Kain i Fritsch (1993) adaptat per Bechtold et al. (2001). En canvi per a resolucions superiors a 4 km, es considera que aquesta és prou alta perquè el model resolgui la convecció explícitament i ja no s'utilitza cap parametrització. La radiació es parametritza a partir dels esquemes del ECMWF: l'esquema RRTM de Mlawer et al. (1997) i el de Morcrette (1991), per les longituds d'ona llargues i curtes, respectivament. Finalment, l'evolució de l'estat del sòl i els intercanvis entre la superfície i l'atmosfera són calculats pel model SURFEX, externalitzat del propi codi del model MESO-NH.

A més de les parametritzacions descrites, a la configuració del model adoptada pel nostre estudi, s'hi han definit 40 nivells verticals entre 10 m i 20 km segons les coordenades de Gal-Chen i Somerville (1975). Aquest sistema de coordenades verticals híbrides segueixen el relleu prop de la superfície i són horitzontals als nivells més elevats. La separació entre nivells varia amb l'altitud, de manera que és més petita prop de la superfície. Això permet descriure els nivells baixos de l'atmosfera, on es generen els ingredients favorables per al desenvolupament d'episodis de precipitació intensa, amb una resolució més elevada. Pel que fa a la configuració dels dominis de treball utilitzats, s'han generat diferents dominis niats, 40, 10, 2,5 i 0,5 km dependent, en

cada cas, de la resolució de les condicions inicials utilitzades. Totes les configuracions (taula 4.3) comparteixen la mateixa àrea d'estudi pel que fa al domini de 2,5 km (fig. 4.1), a partir del qual s'ha basat tota l'anàlisi mesoescalar posterior.

Per als dos episodis ocorreguts la tardor del 2011 s'han utilitzat com a condicions inicials tant les anàlisis operatives de l'IFS (Integrated Forecast System del ECMWF) disponibles cada 6 h, i amb una resolució horitzontal propera als 16 km, com les anàlisis generades a partir del model AROME-WMED implementades de forma operacional exclusivament pel programa HyMeX (2,5 km de resolució horitzontal). La disponibilitat d'aquestes dues anàlisis ha permès fer un estudi previ de sensibilitat per tal d'avaluar els resultats obtinguts amb cada una d'elles i escollir la més adient, en cada cas, per a l'anàlisi mesoescalar. En canvi, per a l'episodi històric del 1982, s'han utilitzat les recents reanàlisis ERA-Interim (Dee et al., 2011), amb una resolució horitzontal propera als 80 km, 60 nivells verticals i 6 h de resolució temporal. Aquesta reanàlisi inclou una descripció millorada del camp d'humitat atmosfèrica, fet que el fa molt adequat per a l'objectiu del nostre estudi d'un cas històric de precipitacions intenses. A la taula 4.3 es pot veure que el pas d'integració temporal utilitzat en aquestes modelitzacions amb MESO-NH és molt més exigent que no pas amb el WRF. Aquesta diferència és molt important i es deu al diferent model de resolució dinàmic que utilitzen, de manera que el del MESO-NH és computacionalment molt més costós que el del WRF. Aquest factor és un dels motius pels quals no s'utilitza el MESO-NH com a model de predicció operatiu. Actualment, però, en la darrera versió del model (V.5) s'ha implementat una nova formulació dinàmica. Es tracta de l'esquema WENO (*Weighted Essentially Non-Oscillatory*), que permet augmentar el pas de temps unes deu vegades i reduir el cost numèric un factor quatre.

Taula 4.3: Principals característiques dels dominis, condicions inicials i de contorn i esquema microfísic utilitzat amb el model MESO-NH.

Simulació	Condicions inicials	Pas de malla (km)	Pas d'integració (domini més gran)	Esquema microfísic
Pre-SOP - cap. 7	AROME-WMED (2,5 km)	2,5	18 s	ICE3
Pre-SOP - cap. 7	IFS (16 km)	10-2,5-0,5	24 s	ICE3
1982 - cap. 8	ERA-Interim (80 km)	40-10-2,5	64 s	ICE3

## 4.4. Eines de diagnòstic

### 4.4.1. Paràmetres de diagnòstic de la convecció

A més dels diagnòstics clàssics, derivats de l'estructura vertical de la massa d'aire que ens permeten identificar el seu potencial convectiu (CAPE, CIN, LFC), també ens interessen els paràmetres que ens permetin caracteritzar la humitat del flux que alimenta els sistemes de precipitació. Com diu la seva definició, el potencial convectiu d'una massa d'aire estimat a

partir de la CAPE (*convective available potential energy*) ens dóna una estimació de l'energia total que pot ser alliberada i transformada en energia cinètica vertical durant una ascendència convectiva. Però perquè la CAPE sigui alliberada cal que la partícula assoleixi el seu nivell de convecció lliure (LFC, *level of free convection* en anglès). L'energia necessària perquè la partícula ascendeixi des de la seva posició inicial fins a LFC es pot estimar mitjançant la inhibició de la convecció o CIN (*convective inhibition*, en anglès). Tots aquests paràmetres obtinguts a partir de l'estructura vertical de l'atmosfera es poden resumir en un diagrama termodinàmic (fig. 4.3).

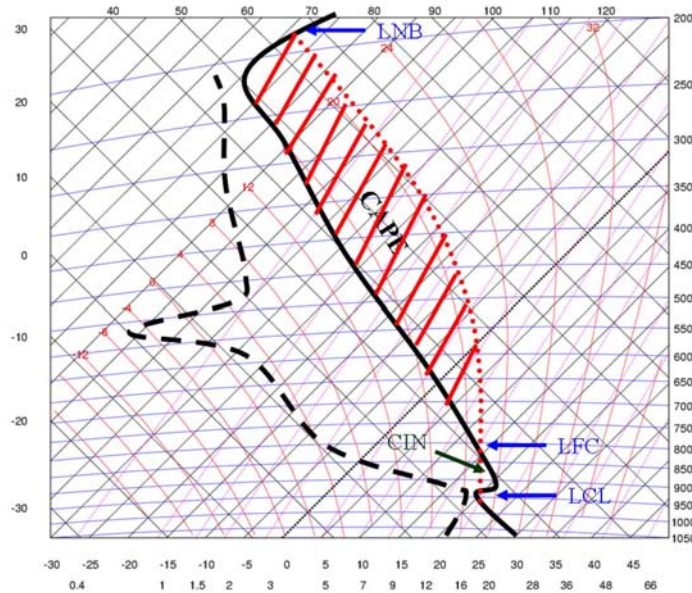


Figura 4.3: En un diagrama termodinàmic la CAPE es representa com l'àrea entre l'adiabàtica humida des de la base del núvol i la temperatura ambiental (en vermell). LCL indica el nivell de condensació per elevació, LFC el nivell de convecció lliure, LNB el nivell de flotabilitat neutra i CIN la inhibició de la convecció (la CAPE negativa entre el LCL i LFC).

Finalment, per caracteritzar el transport horitzontal d'humitat als nivells baixos de la troposfera, es calcula el paràmetre  $Q_3$ , és a dir, el flux horitzontal d'humitat integrat verticalment des de la superfície fins a 3 km:

$$Q_3 = \int_0^{z=3km} \rho_{air} r_v v_h dz \quad (\text{en kg/m/s}) \quad (4.1)$$

on  $\rho_{air}$  és la massa volumètrica de l'aire humit,  $r_v$  és la humitat específica i  $v_h$  és el vent horitzontal. Diferents treballs han identificat aquest paràmetre com a molt adequat per caracteritzar un dels ingredients més importants dels episodis de pluges intenses, concretament l'advecció d'humitat a nivells baixos. Per exemple, Nuissier et al. (2011), en el seu estudi climatològic per al sud-est de França, mostra com aquest paràmetre permet discriminar els episodis més intenses.

### 4.4.2. Trajectòries lagrangianes

L'aproximació lagrangiana ens permet descriure les condicions d'una partícula o parcel·la d'aire en moviment, mentre aquesta evoluciona tant en l'espai com en el temps. En canvi l'aproximació euleriana ens dona les característiques del fluid en moviment en una localització específica.

L'anàlisi lagrangiana del flux d'alimentació dels sistemes de precipitació seleccionats s'ha fet mitjançant l'eina de trajectòries lagrangianes de Gheusi i Stein (2002) implementada en el model MESO-NH. Aquesta eina es deriva de la tècnica de Schär i Wernli (1993). El mètode consisteix primer de tot a definir tres camps eulerians ( $X_0(x,y,z,t)$ ,  $Y_0(x,y,z,t)$ ,  $Z_0(x,y,z,t)$ ) que corresponen a la posició inicial a  $t_0$  de la partícula situada a  $(x,y,z)$  a l'instant  $t$ . Aquests tres camps eulerians són equivalents a uns traçadors passius inicialitzats amb les tres coordenades espacials i transportats pel flux modelitzat segons l'equació següent:

$$\frac{\partial \vec{x}_0}{\partial t} = -\vec{u} \cdot \vec{\nabla} \vec{x}_0 \quad (4.2)$$

on  $\vec{u}$  és el camp de vent i  $\vec{x}_0$  el vector  $(x_0, y_0, z_0)$ .

Com que el model no presenta una formulació contínua sinó discreta, l'advecció causada pels moviments resolts a l'atmosfera i calculats mitjançant l'esquema d'advecció (terme de la dreta de l'equació anterior) no abasten el conjunt del transport patit pels traçadors passius. Per aquest motiu, per tal que l'evolució dels traçadors passius es basi en tots els processos d'advecció, també es considera el transport originat pels moviments turbulents i els convectius de submalla. L'evolució dels camps dels traçadors passius es tracta directament dins el model eulerià, per cada instant de temps i cada punt de malla del model, paral·lelament a les altres variables del model. Com es comenta en el treball Duffourg i Ducrocq (2011), això permet evitar qualsevol interpolació espacial o temporal del camp de vent i permet tenir en compte les variacions ràpides del flux, a diferència de les eines clàssiques de trajectòries lagrangianes com el FLEXPART (Stohl i James, 2004) o el mètode de Dirmeyer i Brubaker (1999) que ho fan a posteriori utilitzant les sortides del model.

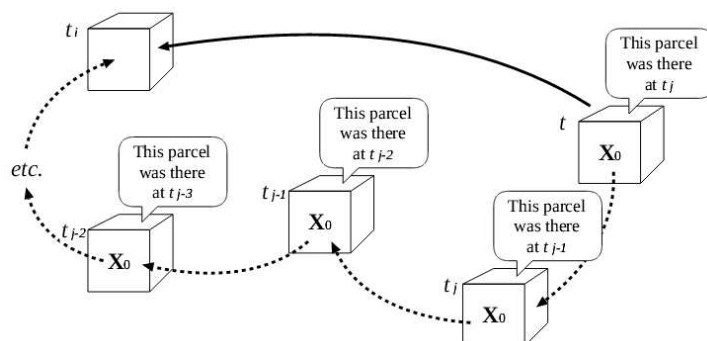


Figura 4.4: Esquema del principi de càlcul dels traçadors lagrangians. Font: Gheusi i Stein (2005).

L'eina permet construir les retrotrajectòries segons el principi presentat a la figura 4.4. Per fer-ho, els valors dels tres camps eulerians passius,  $X_0$ ,  $Y_0$ ,  $Z_0$ , són extrets regularment (cada  $\Delta t$ ) i reinicialitzats amb les tres coordenades espacials pels mateixos instants. D'aquesta manera s'obté una successió cronològica de camps amb posicions inicials  $x_{t-\Delta t} = X_0(x, y, z, t)$ ,  $y_{t-\Delta t} = Y_0(x, y, z, t)$  i  $z_{t-\Delta t} = Z_0(x, y, z, t)$ , que permeten reconstituir les retrotrajectòries sigui quina sigui la partícula lagrangiana. Quan es treballa amb modelitzacions a resolucions prou altes (2,5 km), com és el cas de les fetes en aquesta tesi, les retrotrajectòries es construeixen reinicialitzant els tres camps eulerians passius  $X_0$ ,  $Y_0$ ,  $Z_0$  cada 15 min. La selecció d'aquest interval de temps tan curt permetrà descriure les trajectòries molt detalladament, com així ho mostren els treballs de Nuissier et al. (2008), Duffourg i Ducrocq (2011) o Bresson et al. (2012). D'aquesta manera, es podrà determinar algunes característiques de les partícules que constitueixen el flux d'alimentació dels sistemes de precipitació ( $r_v$ , l'extensió vertical, velocitat d'advecció, paràmetres termodinàmics), identificar-ne l'origen i les fonts d'humitat, i també el mecanisme que força l'ascens d'aquest flux.

## Capítol 5

# Simulació numèrica d'episodis caracteritzats per un flux condicionalment inestable

---

5.1. Resum . . . . .	49
5.2. Article: <i>Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: Analysis of orographic effects</i> . . . . .	50
5.3. Conclusions . . . . .	67

---

En aquest capítol, es presenten els resultats de les modelitzacions numèriques de dos episodis de precipitació intensa caracteritzats, ambdós, per la presència d'una ciclogènesi Mediterrània que afectava el nord-est de la península Ibèrica. L'anàlisi inclou una revisió crítica de la teoria de simulacions idealitzades de fluxos condicionalment inestables aplicada a dos casos reals com també l'estudi dels efectes orogràfics. Aquest capítol es presenta en forma d'un article científic publicat a la revista internacional *Atmospheric Research*, però primer de tot se'n fa un resum en català.

### 5.1. Resum

L'estudi examina l'efecte de l'orografia en dos episodis de precipitació intensa (HPE1 i HPE2) on es van superar els 100 mm en 24 hores. Les àrees afectades van ser els Pirineus Orientals, on Andorra es troba situada, com també la regió nord-occidental mediterrània: el nord-est de la Península Ibèrica i el sud-est de França. El treball es basa en les simulacions numèriques a alta resolució (3 km) fetes mitjançant el model americà WRF (Weather and Research Forecast model) i l'objectiu és determinar els factors destacats que van afavorir l'ocurrència d'aquests episodis de precipitació intensa. Primer de tot, s'ha avaluat la capacitat



del model per reproduir la distribució espacial del camp de precipitació i la localització dels màxims a la nostra regió d'estudi caracteritzada per una orografia complexa. La primera part de l'anàlisi s'ha centrat en la identificació a escala sinòptica de la pertorbació atmosfèrica associada als sistemes de precipitació representats pel model i amb la presència de moviments ascendents induïts per l'orografia. Seguint aquesta línia s'ha calculat el flux vertical d'humitat, que ve determinat per l'índex OMF (*Orographic Moisture Flux*). Per ambdós episodis, a 3 km de resolució i en els vessants exposats als vents dominants, l'índex OMF assoleix valors superiors als  $7 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ , aquests resultats són consistents amb els obtinguts en estudis d'episodis de pluja intensa fets en altres serralades del món com els Alps. La distribució espacial dels valors màxims de l'índex OMF correspon exactament amb la localització dels màxims de precipitació observats als Pirineus Orientals i, a més a més, concorda amb la combinació de dos factors: l'orientació perpendicular dels fluxos d'humitat predominants respecte la serralada afectada i els vents forts, amb velocitats al voltant dels 20 m/s, d'aquests fluxos incidents. A continuació, s'ha revisat críticament els resultats obtinguts en simulacions idealitzades amb relleus 2D i condicions inicials sintètiques (radiosondatge tipus) pels nostres casos d'estudi, on tant les condicions atmosfèriques com l'orografia són reals. Els valors obtinguts de calcular diferents paràmetres adimensionals, com el nombre de Froude humit ( $F_w$ ) o el terme d'activació de la convecció ( $h_m/LFC$ ), ens mostren la complexitat d'aplicar els resultats dels estudis idealitzats a les simulacions numèriques d'episodis que es desenvolupen sota condicions atmosfèriques molt dinàmiques en zones d'orografia tan complexa com el nord-est de la Península Ibèrica.

## **5.2. Article: *Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: Analysis of orographic effects***

Trapero, L., Bech, J., Lorente, J.: Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: Analysis of orographic effects, *Atmos. Res.*, 123, 368-383, doi: 10.1016/j.atmosres.2012.09.014, 2013.



# Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: Analysis of orographic effects

L. Trapero <sup>a,\*</sup>, J. Bech <sup>b</sup>, J. Lorente <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Snow and Mountain Research Centre of Andorra, Institut d'Estudis Andorrans (CENMA-IEA), Av. Rocafort 21-23, Edifici Molí, Sant Julià de Lòria AD600, Andorra

<sup>b</sup> University of Barcelona (UB), Department of Astronomy and Meteorology, C/Marti i Franques 1, 08028 Barcelona, Spain

## ARTICLE INFO

### Article history:

Received 4 January 2012

Received in revised form 24 August 2012

Accepted 7 September 2012

### Keywords:

Orographic precipitation

Mountains

Eastern Pyrenees

High-resolution simulation

WRF model

## ABSTRACT

This study examines the effect of the orography on two heavy precipitation events (HPE1 and HPE2) which exceeded 100 mm in 24 h and affected the Eastern Pyrenees (Andorra, NE Spain and SE France) in the NW Mediterranean. High resolution simulations (3 km) performed with the Weather and Research Forecasting model (WRF) were compared with precipitation observations to assess the ability of the model to reproduce the spatial distribution of the rainfall field in this mountainous area and determine the prominent factors of intense precipitation occurrence. The analysis has been focused on the association of the heavy rainfall to the existing atmospheric disturbance and the presence of orographic induced vertical motions. For both episodes at 3 km resolution, on exposed mountain sides, vertical moisture fluxes characterized with the orographic moisture flux index (OMF) yielded values above  $7 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ , consistent with previous studies. The spatial distribution of the OMF maximum is in agreement with the observed rainfall maxima over the Eastern Pyrenees according to the combination of two factors, namely the normal orientation of mountain range with respect to the prevailing moisture flows and large wind speeds of the impinging upstream flows ( $\sim 20 \text{ m/s}$ ). Moreover, the analyses of a triggering term and moist Froude number also reflect the complexity of applying theoretical results obtained in idealized simulations with 2D mountain ridges to numerical simulations with dynamic evolving conditions over areas with complex orography as the Eastern Pyrenees.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

Heavy precipitation events and subsequent flash floods over complex terrain are often favoured by enhancement mechanisms of precipitation. Several authors have described how mountains can modify or affect precipitation and recent papers have reviewed the state of the art of orographic precipitation both from a theoretical and from an observational point of view (Houze, 1993; Smith, 2006; Lin, 2007). As the authors highlight, despite the complexity of the mechanisms that control the formation and enhancement of the

precipitation over mountainous areas, several conceptual models have been proposed: the orographic ascent in a stable stratified atmosphere, the seeder-feeder mechanism, release of moist instabilities as the flow is lifted over a mountain ridge, aerodynamic effects due to the mountain geometry (channelling, convergence, blocking), combination of thermal and orographic forcing, interaction of dynamical and microphysical processes. Different field experiments conducted over mountain ranges around the world (Rocky Mountains, Alps, Central Mountain Range in Taiwan) and numerous idealized modelling experiments have contributed to improve the understanding of the dynamics of moist flows and the microphysical processes during extreme precipitation events. For instance Rotunno and Houze (2007) summarize the main advances achieved during the Mesoscale Alpine Programme (MAP) and the issues and questions that need further exploration in order to improve aspects like the predictability of

\* Corresponding author at: Snow and Mountain Research Centre of Andorra - Institut d'Estudis Andorrans (CENMA-IEA), Av. Rocafort 21-23, Edifici Molí 3r pis, Sant Julià de Lòria, AD600, Andorra. Tel.: +376 742 630; fax: +376 843 585.  
E-mail address: [ltrapero.cenma@iea.ad](mailto:ltrapero.cenma@iea.ad) (L. Trapero).

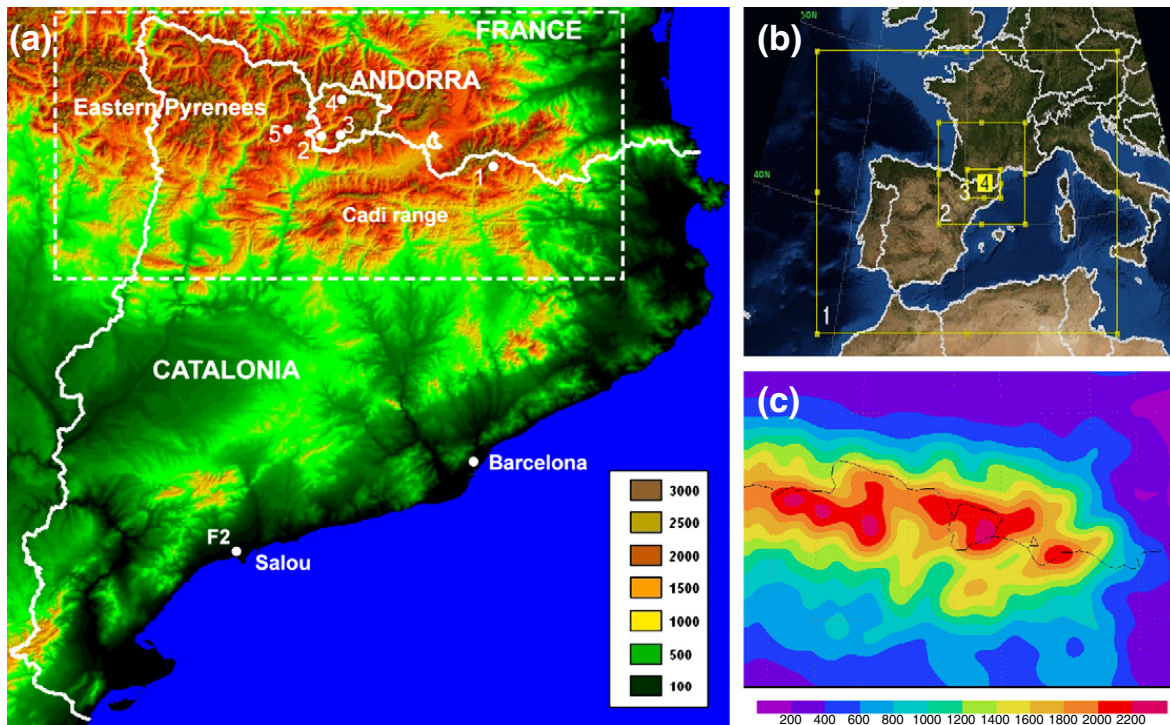
orographic precipitation. Recent studies take advantage of the availability of radar data in areas with complex terrain and a historical dataset of long-lasting orographic precipitation to implement a heuristic tool for nowcasting purposes (Panziera et al., 2011).

The NE of the Iberia Peninsula is frequently affected by heavy precipitation events, sometimes exceeding 100 mm in 24 h especially during autumn (Romero and Ramis, 2002). Frequent torrential rates able to produce flash floods in the area are illustrated by the fact that a 5-minute averaged 100 mm/h rate has a 1 year return period for Barcelona city, according to a climatological analysis carried out with a data set covering 60 years (Lorente and Redaño, 1990). Depending on the main synoptic features these heavy rainfall events, as studied in Sotillo et al. (2003), may present a maximum located over the Pyrenees area, showing the role of the local orography in the spatial distribution of the precipitation. The climatological patterns of orographic enhancement detected by Sotillo were based on 19 circulation types (CT) producing significant precipitation in the Spanish Mediterranean region previously identified by Romero et al. (1999). According to this classification there are 3 main flow regimes which show precipitation enhancement over the Pyrenees: Atlantic flow generating W–SW–S winds over the whole Iberian Peninsula (IP); relative low pressure over the IP (SE flow); low over the Gulf of Lyons (N flow). In addition, a recent work from Ricard et al. (2011), presents a climatological approach of the mesoscale environment which characterizes the heavy precipitation events (>150 mm) that occurred over the French Mediterranean area during a 5-year period. This study makes a regionalization of the selected cases, where four subdomains are considered.

The eastern predominant flow obtained by Ricard et al. (2011) over the Languedoc-Roussillon subdomain can be considered as an additional flow regime complementary with those described in Sotillo et al. (2003). From a synoptic point of view these 4 flow regimes allow to define the main prevailing winds and the pre-existing atmospheric disturbances associated to orographic precipitation events. But in these large-scale environments the difficulty to assess the precise effects of topography appears in the mesoscale where the interaction between the dynamical processes and cloud microphysics is complex. Mesoscale numerical models have a challenging task in terms of quantitative orographic precipitation prediction.

The effect of orographic precipitation enhancement in rapid response mountain catchments, poses a severe risk to population and infrastructures over complex terrain regions. In particular over Andorra, located in the Eastern Pyrenees in SW Europe (Fig. 1), Gallego (2003) based on a 69-year press database, reports that floods is one of the most frequent natural hazard that affect this small country and that it caused the highest number of fatalities in one single episode (13 fatalities on the 7th October 1982 event).

The purpose of this work is the analysis of two heavy precipitation episodes that affected the Eastern Pyrenees using high resolution numerical simulations performed with the Weather and Research Forecast model (WRF) at 3 km horizontal resolution. To investigate the orographic effects on the precipitation field and the generation of rainfall maxima, the study attempts to calculate for our real cases a series of non-dimensional parameters tested in several idealized deep orographic convective events as controlling numbers of some aspects of the modelled rainfall (triggering, intensity



**Fig. 1.** (a) Detailed features of the target area are shown on the main figure: dashed squared corresponds to domain D3 area. White dots indicate the location of selected meteorological weather stations (1. Nuria, 2. Aixas, 3. Perafita, 4. Sorteny, 5. Saloria). Brownish colours shows orography above 1000 m. (b) WRF 3-nested domains configuration: D1, D2 and D3 with 27, 9 and 3 km grid length respectively; Andorra location corresponds to D4. (c) Topography considered by the WRF model over domain D3.

and distribution). The adimensional parameters analyzed are the ones proposed in [Chen and Lin \(2005\)](#) and [Miglietta and Rotunno \(2009\)](#) which will be described in [Section 4](#).

Additionally, the work examines the behaviour the so-called orographic moisture flux index (OMF) employed by [Lin et al. \(2001\)](#). The OMF is given by  $(\mathbf{v}_h \cdot \nabla h)q_v$ , which can be defined as measure of the vertical moisture flux determined by the product of the air flow impinging on a mountain ridge (scalar product of the horizontal wind by the mountain slope), and the water vapour mixing ratio in a given atmospheric layer (2 km). Previously, in [Alpert \(1986\)](#) the two-dimensional form of this index was used for the prediction of upslope heavy orographic precipitation. More recently [Witcraft et al. \(2005\)](#) applied the OMF index for predicting the high resolution precipitation distribution during a tropical cyclone passage over Taiwan, and [Bech et al. \(2011\)](#) also used it with low resolution global data to examine one of the events which is analysed here in more detail and higher resolution.

The target area and the numerical model employed in this study are characterized in [Section 2](#). In [Section 3](#), we described the selected events and the model results. We investigate the orographic effects in the quantitative precipitation forecasts and will compare with the available observations. [Section 4](#) analyzes at meso- $\gamma$  scale the elements which emphasize the orographic effects over the Eastern Pyrenees; this analysis has been focused on the OMF index and non dimensional parameters (triggering term, orographic forcing and moist Froude number). Concluding remarks and a summary of the main results are given in the final section.

## 2. Methodology

### 2.1. Description of the target area

The Pyrenees massif, oriented along a west to east axis, is a natural border between France and Spain and separates the Iberian Peninsula from the rest of Europe. The mountain range is about 435 km long and has a maximum width of 52 km that decreases at the eastern and western ends. In its central part the highest peaks exceed 3000 m. Unlike in the north side where the massif appears abruptly, the south side is characterized by the presence of a secondary mountain range called Pre-Pyrenees (with the Cadi range and altitudes close to 2500 m), which is parallel to the main mountain range. The studied area corresponds to the Eastern Pyrenees (eastern half of the range), where The Principality of Andorra is located ([Fig. 1a](#)).

This tiny country has an extension of 468 km<sup>2</sup>, a mean altitude of 1996 m and a highest altitude of 2942 m. As a whole, the Eastern Pyrenees are highly exposed to North and South winds because of their WE orientation. But considering only the easternmost extreme, the range is characterized by a slight rotation following an axis oriented from SW to NE; in consequence this area is directly exposed to easterly winds blowing from the Mediterranean, without any orographic obstacle between.

Due to the limited area of study and their complex orography, it is necessary to use high resolution non-hydrostatic models to perform the mesoscale analysis of the selected events.

### 2.2. Model description and numerical set-up

The numerical simulations have been conducted with the Weather Research and Forecasting (WRF) model ([Shamarock et al., 2008](#)). Version 3.0 of the Advanced Research WRF (ARW) dynamic solver, developed primarily at NCAR, has been used. Below, we will focus briefly on the characteristics of the WRF-ARW solver. The ARW integrates the compressible, non-hydrostatic Euler equations. The equations are formulated using a terrain-following mass vertical coordinate ([Laprise, 1992](#)). The ARW solver uses a time-split integration scheme: slow or low-frequency modes are integrated using a third-order Runge–Kutta time integration scheme, while the high-frequency acoustic modes are integrated over smaller time steps to maintain numerical stability. The spatial discretization in the ARW solver uses a C grid staggering for the variables.

In this study, three 1-way nested domains have been used with horizontal resolutions of 27, 9, and 3 km. In each domain we used 28 vertical levels with several layers close to the surface (1000 hPa) to insure a proper resolution to analyze the interaction between the orography and the atmospheric flow and equi-height spaced levels up to the top of the model (50 hPa). The area corresponding to the coarsest domain (D1) and their nested domains (D2, D3) are shown in [Fig. 1\(b\)](#). D1 covers the synoptic environment over North Atlantic and Western Europe, D2 covers the entire Pyrenees massif, D3 the eastern Pyrenees including Andorra. [Fig. 1\(c\)](#) shows the topography of the D3 domain.

The model configuration and the physical parameterizations used in the model simulations are described below. For planetary boundary layer (PBL) it has been used the Yonsei University (YSU) PBL scheme. Sensible and latent heat fluxes to the PBL scheme are provided by the Noah land surface model which employs a 4-layer moist and temperature model. The radiation parameterization used is the Rapid Radiative Transfer Model (RRTM) of the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. The sub-grid-scale effect of convection is parameterized for horizontal resolutions of 27 and 9 km by the Kain–Fritsch scheme, whereas for the inner grid (D3) no convective scheme is activated, as 3 km is considered a convection permitting resolution. The selected microphysical parameterization scheme has been the Purdue Lin scheme (referred as Lin; [Chen and Sun, 2002](#)). This is a relatively sophisticated single moment scheme recommended for use in research studies ([Chu and Lin, 2000](#); [Chen and Lin, 2005](#)); it includes six classes of water species: water vapour, cloud water, rain, cloud ice, snow and graupel.

The National Center for Environmental Prediction (NCEP) Final Analyses (FNL) data, product from the Global Forecast System (GFS) with 1° global latitude/longitude and 6-hour temporal resolution ([U.S. National Centers for Environmental Prediction, updated daily](#)), has been used as initial and boundary conditions during the model integration. The periods simulated for each event are listed in [Table 1](#). All simulations are integrated over 48 h.

## 3. The case studies

The study is focused on the analysis of two heavy precipitation episodes (HPE) which exceeded 100 mm in 24 h over the Eastern Pyrenees: 2 November 2008 (HPE1

**Table 1**

List of the simulated dates and hours (48 h periods). Precipitation registered during the last 24-hour period in some weather stations over the Eastern Pyrenees that belong to SMC and CENMA networks. Station codes shown in Fig. 1 are given here in parentheses (1, 2 and 3). HPE1 24 h accumulations exceeded 100 mm in other weather stations of the Pyrenees (see Bech et al., 2011 for details).

Event	Simulation		Precipitation (mm)		
	Start	End	Nuria (1) (1971 m)	Aixas (2) (1595 m)	Perafita (3) (2415 m)
HPE1	00 UTC 1 Nov 2008	00 UTC 3 Nov 2008	82.0	47.3	NA
HPE2	00 UTC 9 Oct 2010	00 UTC 11 Oct 2010	148.3	51.0	71.7

case) and 10 October 2010 (HPE2 case). The criterion for selecting these episodes has been the 24-hour accumulated precipitation registered in meteorological weather stations, which exceeded 100 mm, and the detection of rainfall maxima highly modulated by the local orography. The altitudinal distribution of daily precipitation accumulations observed in the Catalanian and Andorran rain-gauge networks present a maximum over the highest terrain.

In both events a pre-existing atmospheric disturbance approached the target area favoring the presence of moist low level winds reaching inland orography. The selected episodes present a distinct variation in terms of intensity and space distribution of precipitation over the study area and can be associated with two different meteorological situations. The analysis of each event has been organized as follows. Firstly, the synoptic situation over domain D1 (27 km resolution) at low and upper levels has been described in terms of surface pressure, 500 hPa wind and geopotential, 850 hPa equivalent potential temperature, CAPE, and 925 hPa wind. Some specific parameters have been also calculated over domain D2 (9 km) to better characterize the associated mesoscale environment: vertically integrated horizontal water vapour flux from surface to 700 hPa (VWF) and the near-surface moisture convergence (MOCON) defined as in Ricard et al. (2011). To characterize the upstream stability conditions of the atmosphere a representative sounding observed during the events has been identified (Fig. 2). Additionally, each event has been associated with one of the circulation types described in the introduction section based on Sotillo et al. (2003) and Ricard et al. (2011). Finally, considering the complex orography of our study area the quantitative precipitation forecast field (QPF) (intensity and space distribution) has been compared with the available observations.

### 3.1. The HPE1 case: 2 Nov 2008

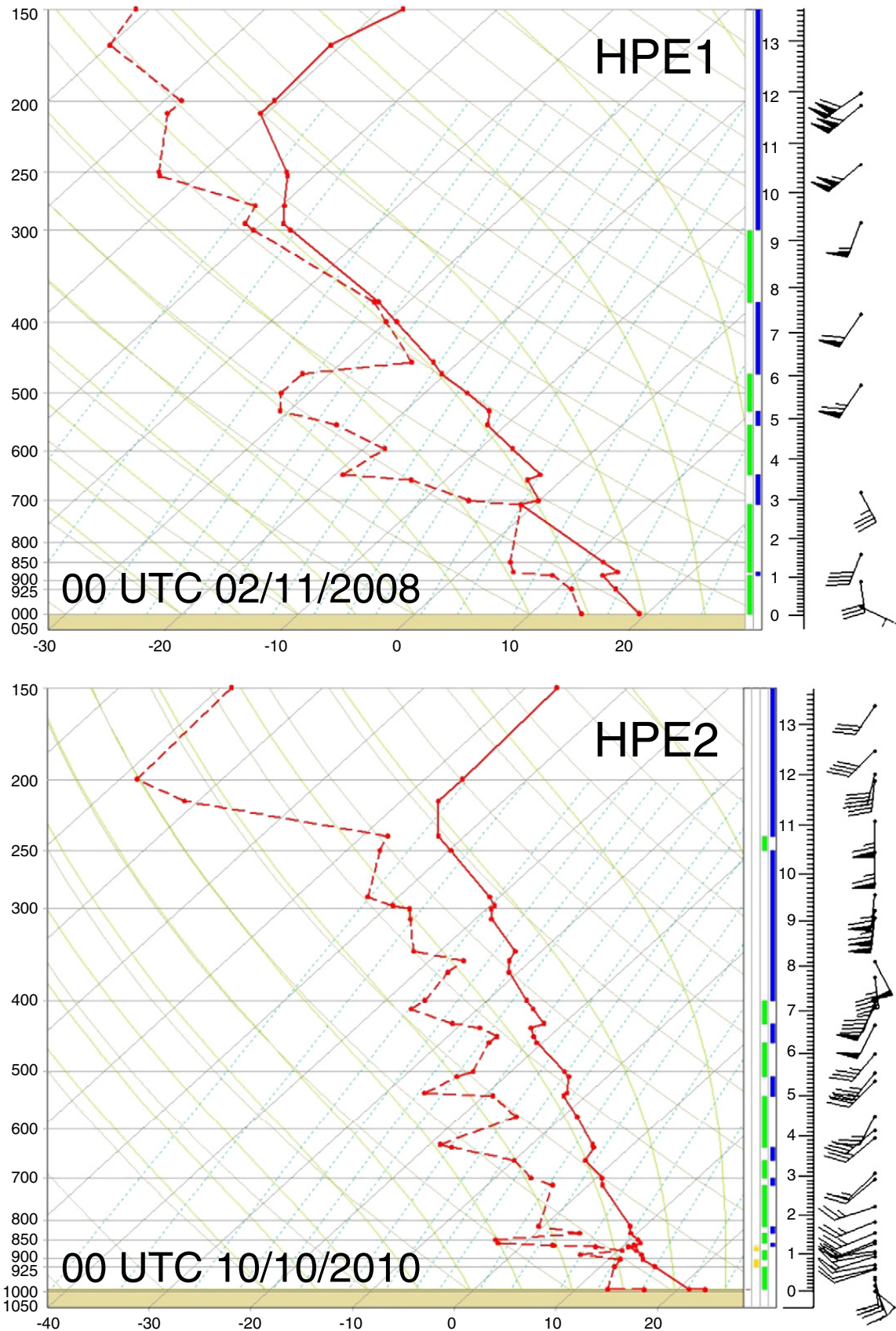
The synoptic framework during the 1st and 2nd November 2008 over the NE of the Iberian Peninsula was characterized at low levels by the transition from SW–S winds generated by a northward moving low pressure system centred over the Bay of Biscay (00 UTC 1 November 2008, not shown) to N flow due to the formation of a secondary low in front of the Catalan Coast at 03 UTC 2

November (Fig. 3a). On the contrary, at mid and upper levels a north–south elongated trough persisted during the whole episode blowing moist southerly winds and showing a strong thermal boundary over the NE of the Iberian Peninsula associated to the passage of a quasi-stationary front, more evident at 850 hPa equivalent potential temperature field (Fig. 3c and d). The secondary low pressure system intensified from 00 to 06 UTC and moved towards the Gulf of Lyon generating a surface wind field characterized by two main features (Fig. 3e and f): moist easterly winds over the Eastern Pyrenees and onshore moisture convergence zone (north–south axis) due to the presence of the front boundary. During the first hours of the episode the lower troposphere showed a strong wind shear and conditionally unstable flow upstream of Catalonia. This unstable environment, which is considered one of the main factors for producing heavy rainfall (Lin et al., 2001), is detected in the Palma de Mallorca sounding represented in Fig. 2 (latitude: 39.1, longitude: 2.71; Balearic Islands). Conditionally unstable conditions are identified at low and mid levels (green colour bar). This event generated intense convective activity and produced strong surface damages close to Salou (Fig. 1) because of thunderstorm derived wind gusts, an F2 tornado, a microburst, hail and heavy rain as reported in Bech et al. (2011), which provided a detailed damage survey and radar analysis of the thunderstorms. Later that day the quasi-stationary frontal system affected the SE France generating very intense convective activity with rainfall amounts reaching 365 mm in 24 h (see Vié et al., 2011). Relating with Sotillo et al. (2003), this event is a transition from the first to third described synoptic regime. It has to be highlighted that the surface flow is highly dependent on the location of the new low pressure center. Slight differences of this feature cause a spatial redistribution on the precipitation field compared with the described for each climatologic regime.

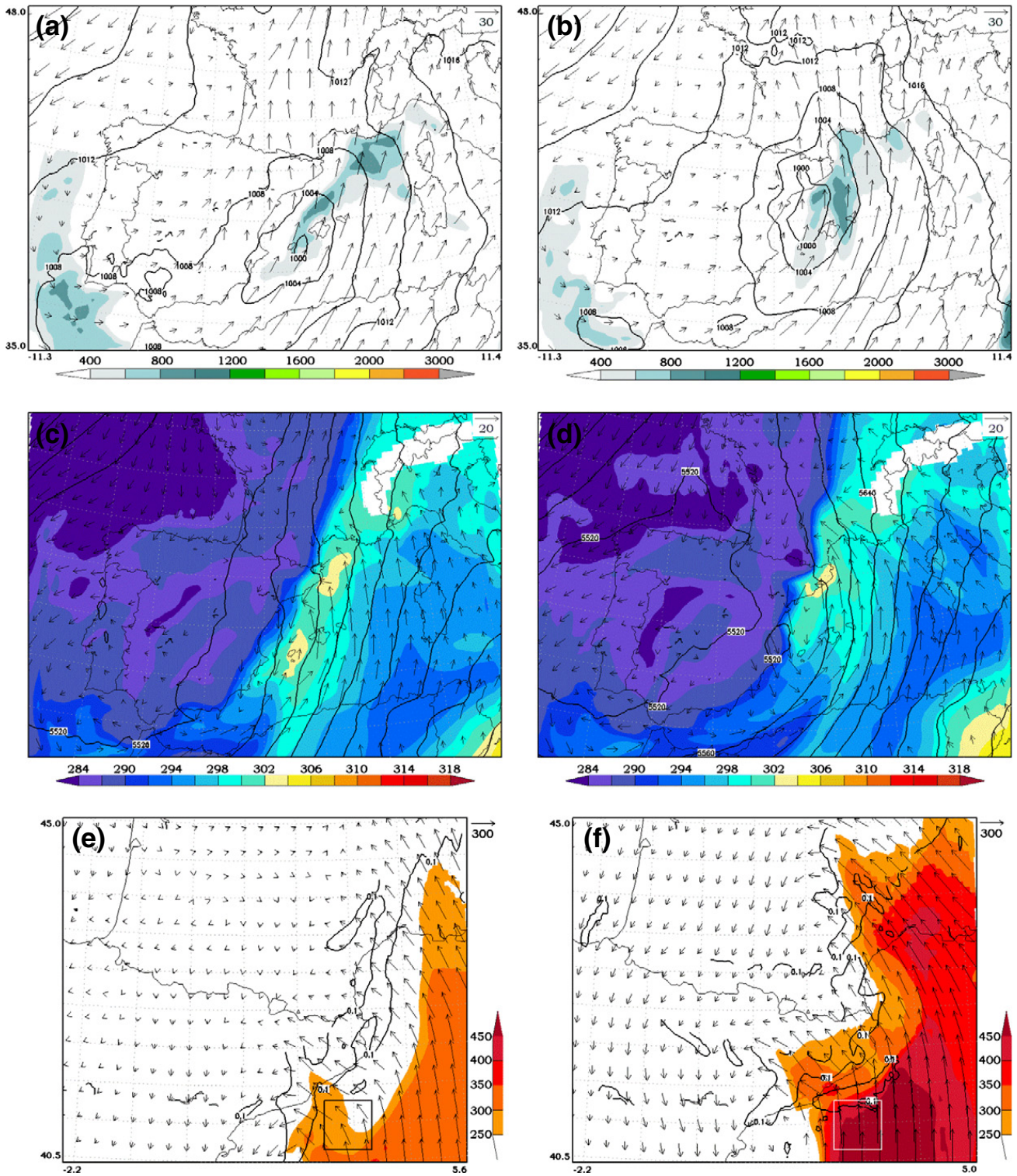
Precipitation forecasts were compared with observations obtained from automated raingauge observations (Fig. 4) from Andorra and Catalonia (Prohom and Herrero, 2008), and radar observations of the Meteorological Service of Catalonia (not shown) in order to examine the consistency of the precipitation forecast patterns and extreme values. Fig. 4a shows the daily quantitative precipitation estimation starting at 00 UTC 2nd November 2008 over Catalonia and Andorra. The amounts recorded during the event exceeded 100 mm in 24 h in some weather stations located along the convergence boundary mentioned above (see Fig. 4, stations marked in orange colours). Fig. 4 shows these maxima in the eastern part of the Pyrenees and also a maximum (129 mm) close to the south coast associated to the local enhancement due to a smaller mountain massif. This rainfall spatial distribution shows a distinct influence of the local orography with maximum values over highest terrain elevations.

### 3.2. The HPE2 case: 10 Oct 2010

The 10th October 2010 synoptic environment also showed the passage of a frontal system associated to a low pressure located to the NW of the Iberian Peninsula (Fig. 5a) but characterized by more dynamic evolving conditions. This surface configuration coincided with an elongated upper-level trough affecting the Iberian Peninsula which presented a weak short-wave over Catalonia (Fig. 5c). Its axis followed a NW–SE



**Fig. 2.** Palma de Mallorca sounding (latitude:  $39.61^\circ$ , longitude:  $2.71^\circ$ ) during HPE1 (00 UTC 02/11/2008) and HPE2 (00 UTC 10/10/2010). Vertical profiles of temperature ( $^\circ\text{C}$ ), dew point ( $^\circ\text{C}$ ) and wind (knots) are represented. Right coloured vertical bars show the stability conditions for the whole vertical profile (labelled in km). The stability correspondence for each colour is: blue) stable; green) conditionally unstable; yellow) unstable.



**Fig. 3.** Model outputs sequence at 03 and 09 UTC 2nd November 2008 (HPE1). First row (panels a, b) shows the time evolution of sea level pressure (black contour, hPa), CAPE (shaded colours,  $\text{Jkg}^{-1}$ ) and 500 hPa wind (arrows, m/s). Second row (panels c, d) shows 850 hPa equivalent potential temperature (shaded colours, K), 500 hPa geopotential height (black contour, m) and 925 hPa wind (arrows, m/s). Bottom row (panels e, f) corresponds to near-surface moisture convergence ( $0.1 \cdot 10^{-5}$  black contour,  $\text{s}^{-1}$ ) and water vapour flux integrated from the surface to 3 km ASL (shaded colours and arrows,  $\text{kg/m/s}$ ; reference vector in the top right: 300  $\text{kg/m/s}$ ). Boxes in panel (e) and (f) are used for the calculation of non dimensional parameters shown in Table 2.

orientation and generated southerly flow over the study area with the presence of a close jet stream. Over the surface, a moist warm SE-E component associated to the trough/low system directly affects the study area (Fig. 5e). Tropospheric

mid-levels also presented high values of relative humidity and wind speeds of 30 kt as it can be seen in the observed sounding at Palma de Mallorca (Fig. 2). As in HPE1 the vertical profile is conditionally unstable. During the

morning, a secondary low (996 hPa) formed to the north of the Balearic Islands (Fig. 5b,d) reinforcing the moist eastern flow to the north slope of the Eastern Pyrenees and the French coast (Roussillon area; Fig. 5f). This event can be associated with the Languedoc-Roussillon case described in Ricard et al. (2011), where the same synoptic pattern at low and upper levels is detected.

The 24-hour quantitative rainfall estimation for this event is shown in Fig. 4b. The spatial distribution presents the maximum over the east extreme of the mountain range (Nuria: 149 mm) and a secondary one in the central coast. Values close to 100 mm were recorded in the Pyrenees. The amounts accumulated in the French affected departments (Aude and Pyrénées-Orientales) exceeded the 100 mm in more than 52 weather stations. Since the easterly moist humid flows persisted over this area during the 11 October 2010 accumulations reached the 200 mm over the first mountain slopes.

## 4. Orographic effects

### 4.1. Theoretical context

Several works have been performed to study the mechanisms that trigger intense precipitation over mountain areas and analyse the effects of some control parameters as mountain geometry, upstream flow properties or stability flow conditions (Smith, 1979; Rotunno and Ferretti, 2001; Jiang and Smith, 2003; Colle, 2004). The main goal of these works based on idealized simulations is to relate non dimensional parameters which can be used to describe a precipitation regime and its localization respect to the mountain range. Contrary to stable stratified flows where the main regime is characterized by the upslope orographic rain, under a conditionally unstable atmosphere several precipitation regimes are identified (Chen and Lin, 2005, hereafter CL05; Miglietta and Rotunno, 2009, MR09; Miglietta and Rotunno, 2010, MR10). CL05 based on the unsaturated moist Froude number ( $F_w$ ) and CAPE proposed four flow regimes over a 2D mountain ridge. From their Figure 16, the regimes depend on the obtained combinations for ( $F_w$ , CAPE): I) (small, large) upstream-propagating convective system associated with a cold pool; II) (small, small) stationary convective system over the ridge; III) (large, large) convective or mixed convective–stratiform system over the mountain and downstream-propagating convective system; IV) (large, small) stratiform precipitation system over the mountain peak and a leeside-propagating convective system. More recently MR09 and MR10 have performed a series of 3D idealized simulations in order to analyze the convective response (rainfall location and intensity) to variations of different parameters associated with the sounding (CAPE, LFC—level of free convection, DCAPE—Downdraft convective potential energy,  $N_v$ —moist Brunt Vaisala Frequency,  $h_t$ —tropopause height,  $U$ —wind speed) and the orography ( $h_m$ —mountain height,  $a$ —ridge half-width). These works suggest 3 terms as most relevant parameters for explaining the intensity and location of the convective rainfall: a) the triggering term  $h_m/LFC$ ; b) orographic forcing or slope parameter  $h_m/a$ ; c) the ratio ( $\tau_a/\tau_c$ ) between the advective timescale ( $\tau_a = a/U$ ) and the convective

timescale ( $\tau_c = h_t/CAPE^{1/2}$ ). This last parameter can be interpreted as the time needed for the development of a new cell upstream of the obstacle. They also point out that for low-CAPE environments two additional non-dimensional parameters should be considered:  $DCAPE^{1/2}/U$  and  $N_v LFC/U$ , which account for the propagation of the cold pool with respect to the environmental flow advection and the flow deceleration induced by the cold pool.

### 4.2. Parameter study

In this section an estimation of the above mentioned parameters is presented. As it has been described in Section 3, both episodes HPE1 and HPE2 are embedded in a conditionally unstable atmosphere. We attempt to relate the results obtained in the described idealized simulations (CL05, MR09 and MR10) with our real episodes more complicated due to the flow and orography 3D nature and the evolution of the synoptic conditions. The moist Froude number has been calculated as CL05:

$$F_w = \frac{\int_0^{h_m} U(z) dz}{h_m \int_0^{h_m} N_v(z) dz} \quad (1)$$

where  $U$  is the wind speed ( $m s^{-1}$ ),  $h_m$  (m) the characteristic height of the mountain and  $N_v$  the moist Brunt–Vaisala frequency ( $s^{-1}$ ) which has been estimated based on the following formula:

$$N_v^2 = \frac{g}{\theta_v} \frac{\partial \theta_v}{\partial z} \quad (2)$$

Contrary to the idealized simulations where a uniform flow and temperature and moist profiles are imposed across the entire model domain, in our episodes these features are not fixed and it is necessary to determine the time period and the zone representative of the upstream conditions which will affect the study area. The characteristic dimensions considered for the Pyrenees have been  $h_m = 2000$  m and  $a = 30$  km, which determine an orographic forcing ( $h_m/a$ ) of 0.07. The parameters have been calculated over the boxes drawn in Fig. 3e,f and Fig. 5e,f for each corresponding time period. The flows present into the boxes are oriented nearly normal to the topography and advect moist unstable air to the mountain range. Table 2 shows the values obtained over the selected boxes for each event.

The triggering term ( $h_m/LFC$ ) presents values greater than 1 for all cases, suggesting that convective cells could be generated over the Pyrenees range. It should be noted the presence of the Pre-Pyrenees in the south slope and other relatively high orographic structures upstream of the Pyrenees which can modify the impinging flows especially when the LFC is relatively low. For instance, for HPE1 at 09 UTC the LFC is equal to 688 m which means that weaker orographic forcing is necessary to trigger convective cells. This result is consistent with the observed maxima precipitation values (129 mm) observed in the first mountain ranges as we have discussed in Section 3.1.

The  $\tau_a/\tau_c$  term proposed by MR09 accounts for the probability of convective cells development upstream of the



**Table 2**

List of the parameters estimated for each event: U, CAPE, LFC, CIN,  $N_v$ , and the 5 non-dimensional parameters identified in MR09 and MR10. The moist Froude number has been calculated for the magnitude of the vector wind normal to the mountain range ( $F_w$ ).

Event	HPE1		HPE2	
	03 UTC	09 UTC	03 UTC	21 UTC
U (m/s)	15	20	14	25
CAPE ( $\text{Jkg}^{-1}$ )	472	872	907	69
CIN ( $\text{Jkg}^{-1}$ )	0.11	6.43	9.9	0
LFC (m)	1159	688	889	897
$N_v$ ( $\text{s}^{-1}$ )	0.01	0.007	0.01	0.0095
$h/LFC$	1.17	2.9	2.24	2.23
$a/U$ ( $\text{s}^{-1}$ )	2000	1500	3000	1200
$h_T/CAPE^{1/2}$ ( $\text{s}^{-1}$ )	496	391	415	1444
$CAPE^{1/2}/U$	1.44	1.47	2.15	0.3
$\tau_a/\tau_c$	4.0	3.8	7.2	0.83
$N_v$ LFC/U	0.77	0.24	0.63	0.34
$F_w$	0.79	1.72	0.89	1.43

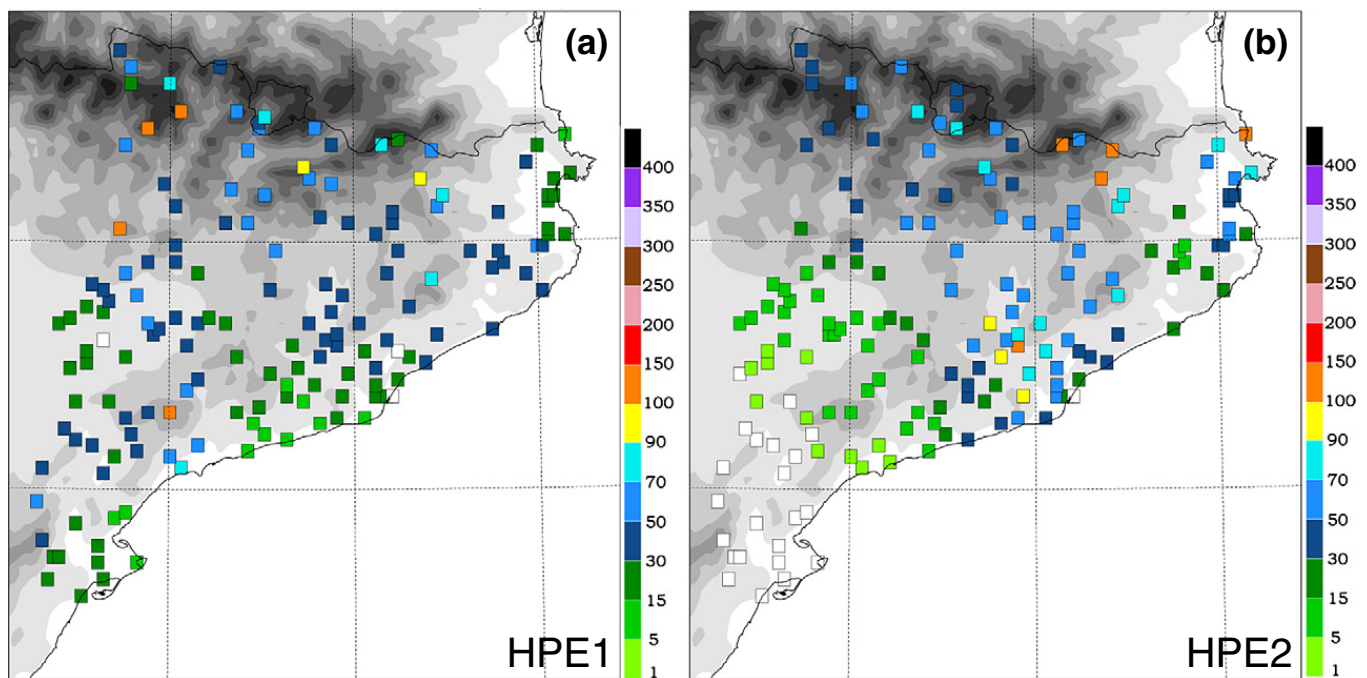
obstacle when the values are  $\sim O(1)$ – $O(10)$ . The interpretation of this term is not obvious taking into account the complexity of the surrounding orography compared to the idealized Gaussian mountain range used in MR09 in addition to the non homogenous atmosphere present in our episodes. HPE1 at 03 and 09 UTC present similar values ( $\sim 4$ ) despite having very different values of CAPE and U; in this case due to the slowly evolving synoptic conditions  $h_T$  and  $a$  can be considered constant during the episode thus the presence of upstream convective cells only depend on the U and CAPE variables. For HPE2 the values obtained over the selected boxes are very different, showing  $\tau_a/\tau_c \gg 1$  (7.2) at 03 UTC affecting the south eastern slope of the Pyrenees and  $\tau_a/\tau_c < 1$  (0.83) at 21 UTC over the French Eastern Pyrenees which means that there is no time for convective cells development upstream of the mountains

and the precipitation system will be anchored over the mountain slopes. For large values of the ratio, this relation is more complex and the convective system will be localized upstream of the mountain depending on certain combinations of  $h_m/LFC$  and  $h_m/a$ .

The third non dimensional parameter is the moist Froude number, which combined with the obtained CAPE values will allow us to relate each selected period with one of the regimes proposed by CL05. HPE1 03UTC and HPE2 03UTC are characterized by low  $F_w$  values (0.79 and 0.89) favouring regimes II and I due to the respectively small and large CAPE values. These regimes are characterized by the blocking of the moist flow, generating a stationary convective system over the range in the first case and upstream propagating conditions in the second (cold pool). HPE1 09UTC and HPE2 21UTC present larger values of  $F_w$  (1.72 and 1.38) which suggest the existence of flow over, regimes III and IV, due to high wind speed conditions and smaller values of moist Brunt–Vaisala frequency. This distinct variation in flow regime during the same episode denotes the difficulty on characterizing the generation and propagation of convective system using the selected non dimensional parameters in non idealized simulations.

4.3. Quantitative precipitation forecast (QPF)

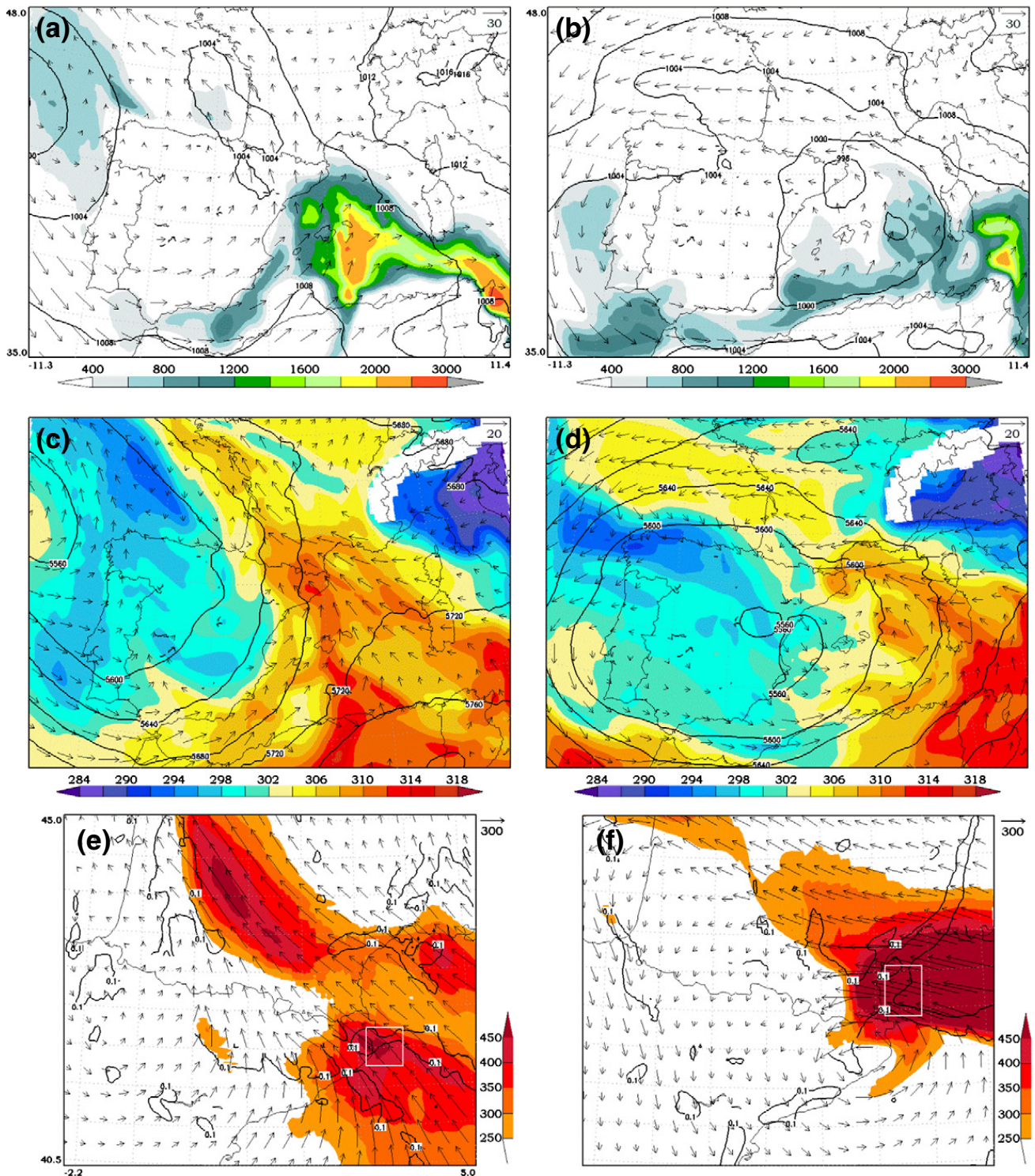
To obtain accurate precipitation forecasts over areas with complex terrain is necessary to perform high resolution simulations in order to represent as accurately as possible fine scale circulations and other effects of the topography upon the air flow. Fig. 6 presents the precipitation forecasts obtained for each domain (D1, D2 and D3, representing 27, 9 and 3 km grid length respectively). For HPE1 case (Fig. 6a), the rainfall simulated over D1 in general is too low (less than 60 mm) and the spatial distribution exhibits widespread



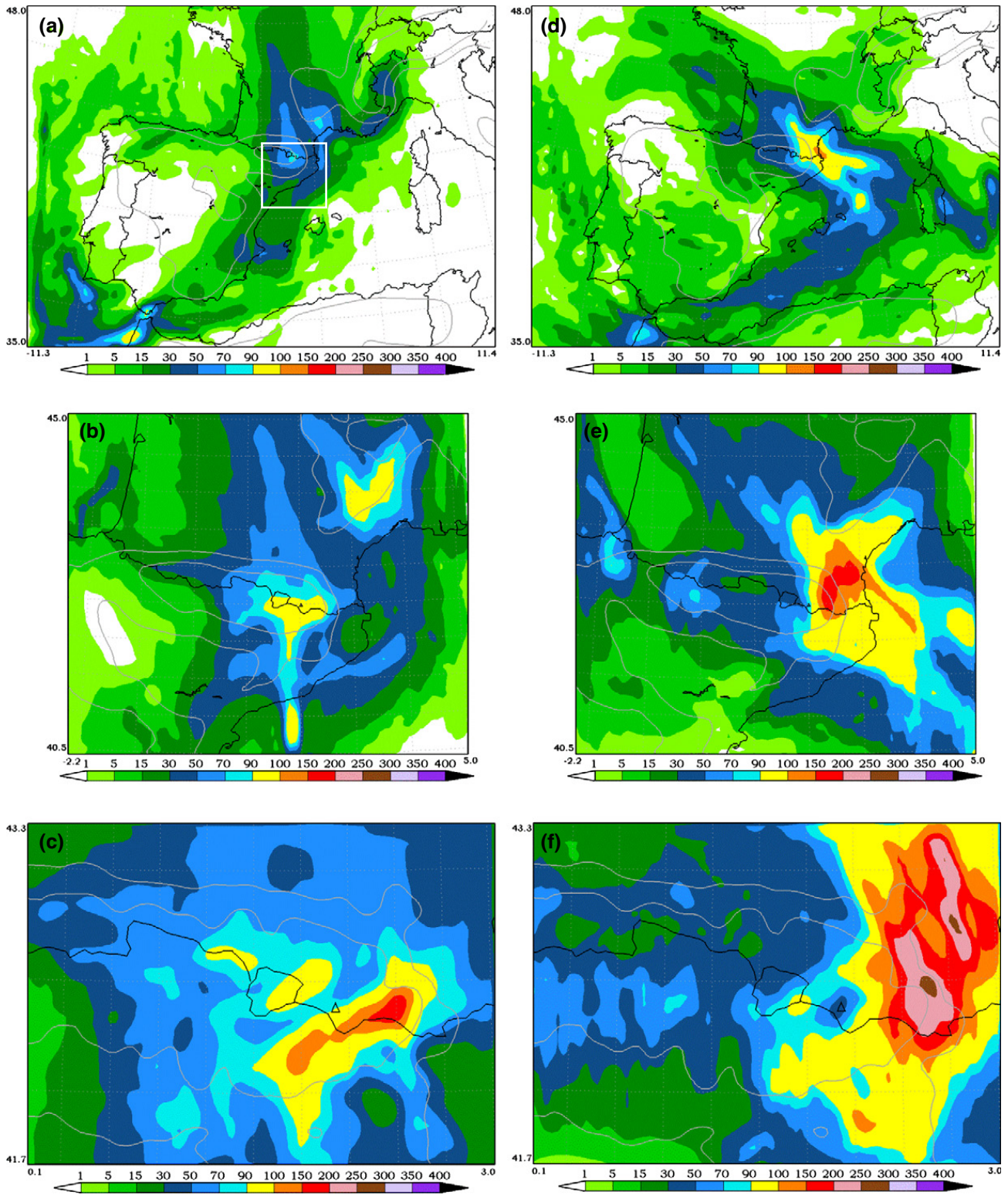
**Fig. 4.** 24-hour observed rainfall accumulations over Catalonia (NE Iberian Peninsula) and Andorra for case HPE1 at 00 UTC 2/11/2008 (a) and HPE2 at 00 UTC 10/10/2010 (b). Rain gauge data has been provided by the Meteorological Service of Catalonia and the Snow and Mountain Research Centre of Andorra. Terrain contours are shaded (from 100 to 2500 m).

precipitation over the Spanish and French Mediterranean coast with two maxima: one over the Eastern Pyrenees and another over the Massif Central in France. This pattern evidences the role of the steep orography to enhance precipitation during events with low level (up to 700 hPa) southerly winds. Increasing the resolution to 9 km allows the

model to solve the two main precipitation structures as it can be seen in Fig. 6b, where as well as the maxima over the mountain ranges (105 mm) also is identified the north-south elongated precipitation line associated with the quasi-stationary front with a maximum over the sea (130 mm). The general precipitation spatial pattern observed



**Fig. 5.** Model outputs sequence at 03 and 21 UTC 10 October 2010 (HPE2). First row (panels a, b) shows the evolution of sea level pressure (black contour, hPa), CAPE (shaded colours,  $\text{Jkg}^{-1}$ ) and 500 hPa wind (arrows, m/s). Second row (panels c, d) shows 850 hPa equivalent potential temperature (shaded colours, K), 500 hPa geopotential height (black contour, m) and 925 hPa wind (arrows, m/s). Bottom row (panels e, f) corresponds to near-surface moisture convergence ( $0.1 \cdot 10^{-5}$  black contour,  $\text{s}^{-1}$ ) and water vapour flux integrated from the surface to 3 km ASL (shaded colours and arrows,  $\text{kg/m/s}$ ; reference vector in the top right:  $300 \text{ kg/m/s}$ ). Boxes in panel (e) and (f) are used for the calculation of non dimensional parameters shown in Table 2.



**Fig. 6.** Simulated 24-hour accumulated rainfall (colour scale, from 1 to 400 mm) over the three model domains. Figures from first column (a), (b) and (c) corresponds to D1, D2 and D3 respectively for HPE1 episode (2/11/2008); and second column (d), (e) and (f) corresponds to HPE2 episode (10/10/2010). Grey solid contours represent orography above 500 and 1000 m. White box in panel (a) corresponds to the area shown in Fig. 4.

(Fig. 4a) is consistent with the model forecast. However, the frontal boundary, where convective cells are triggered, was slightly displaced to the east. The maximum over the sea is consistent with the Bech et al. (2011) study where the life cycle of different convective cells was described using radar,

lightning and satellite data. Their Figure 13 shows the location of cell 1 (not shown here), with an area of intense precipitation over the sea and the classical V-shape in the infrared satellite imagery. This characteristic is under-predicted in this study by the model run over D1 domain. The finest domain, D3 (Fig. 6c),

is centred over Andorra to analyse the QPF over the Eastern Pyrenees and identify a highly detailed rainfall distribution. At this resolution, the effect of the local orography on producing rainfall maxima can be observed, like the SW–NE elongated rainfall area with values exceeding 150 mm in 24 h over the first south mountain range of the Pyrenees (Cadi range). A secondary maximum (100–130 mm) is located along the NE Andorran border, also following the local orography. These results do compare well with the observations (Fig. 4a). The model, despite locates correctly the maxima, overestimates the rainfall amounts more than 50 mm. Observed rainfall maxima in the west part of the domain have not been accurately simulated by the model. This under-prediction as mentioned above is due to the erroneous position of the triggering mechanism (quasi-stationary front).

The 24-hour simulated rainfall for HPE2 case is shown in Fig. 6(d, e, and f). Domain D1 clearly identifies the main area affected for this heavy precipitation event over SE France exceeding 150 mm and the NE Iberian Peninsula (on average above 45 mm). In this case domain D2 (Fig. 6e) does not show new structures as for HPE1, and only have the effect of increasing the rainfall amounts (maximum above 200 mm) losing the maxima observed at central Catalonia (close to Barcelona). Despite detecting the short wave-trough in the synoptic conditions (Fig. 5c) which contributes to destabilize the environment the model has not been able to reproduce this maximum at 9 km resolution. The non-dimensional values obtained ( $\tau_a/\tau_c = 7.2$  and  $F_w = 0.89$ ) suggest the presence of a cold pool and subsequent upstream precipitation (i.e. Regime 1 in CL05). However, this could not be verified due to the fact that domain D3 does not cover central Catalonia completely where convective cells would develop and domain D2 has not enough resolution to detect detailed  $\theta_v$  variations. Since we are interested in the precipitation registered during the first hours of the 10th October 2010 (03–06 UTC), when the passage of the frontal system impinged moist S-SE flows over the Eastern Pyrenees, we focus on the rainfall spatial patterns identified at 3 km resolution (domain D3) as the orography is better represented there. Over the eastern part, the spatial rainfall distribution (Fig. 6f) presents intense widespread precipitation which gradually increases to the north according to the changing direction and intensification of the moist flow (Fig. 5d). This flow turned to the east when the frontal system reached the Mediterranean Sea and a small low pressure centre formed over the Lion Gulf impinging warm moist flow over the Aude French region and the exposed north easternmost slopes of the Pyrenees (Fig. 5f). Over this area, due to the persistence of the E flow and the continuous triggering of convective cells accumulations above 200 mm were simulated (Fig. 6f) in good agreement with Météo-France observations (Météo-France, 2011). This result is consistent with the previous section where

the non-dimensional parameter  $\tau^a/\tau^c < 1$  (0.83) suggested the anchoring of the precipitation system over the first foothills. It is interesting to highlight that the observations (Fig. 4b) close to the French border showed a maximum of 149 mm (Nuria: station code 1). Over Andorra, once again the SE border exhibited accumulations greater than the NW part of the country, less exposed to the southerly flows. These results are in agreement with the observed amounts in the Andorran weather stations where the values decrease from SE (Perafita, station code 3: 72 mm) to NW (Sorteny, station code 4: 48 mm).

#### 4.4. Moisture fluxes

In this section we attempt to assess which part of the heavy rainfall can be associated to the existing atmospheric disturbance identified in Section 3 and which part can be attributed to orographic effects. This analysis is based on formula (3) proposed by Lin et al. (2001) for examining the orographic precipitation efficiency and later on used in Witcraft et al. (2005) to evaluate the orographic origin of the rainfall and its distribution during a typhoon passage:

$$P = (\rho/\rho_w)E[\mathbf{v}_h \cdot \nabla h + w_{env}]q_v L_s/c_s \quad (3)$$

where  $\rho$  is the air density,  $\rho_w$  the water density,  $E$  the precipitation efficiency,  $\mathbf{v}_h \cdot \nabla h$  the vertical motion induced by the horizontal winds impinging on the orography,  $w_{env}$  the environmentally forced vertical motion,  $q_v$  the water mixing ratio,  $L_s$  horizontal scale of the mountain and  $c_s$  the propagation speed of the convective system.

As Witcraft argued, due to the difficulty of estimating the precipitation efficiency ( $E$ ) and the high sensitivity of  $L_s$  and  $c_s$ , the precipitation ( $P$ ) may be considered as a function of two terms: the orographically induced vertical motion (given by the OMF index,  $(\mathbf{v}_h \cdot \nabla h)q_v$ ) and the environmentally induced vertical motion ( $w_{env}q_v$ ).

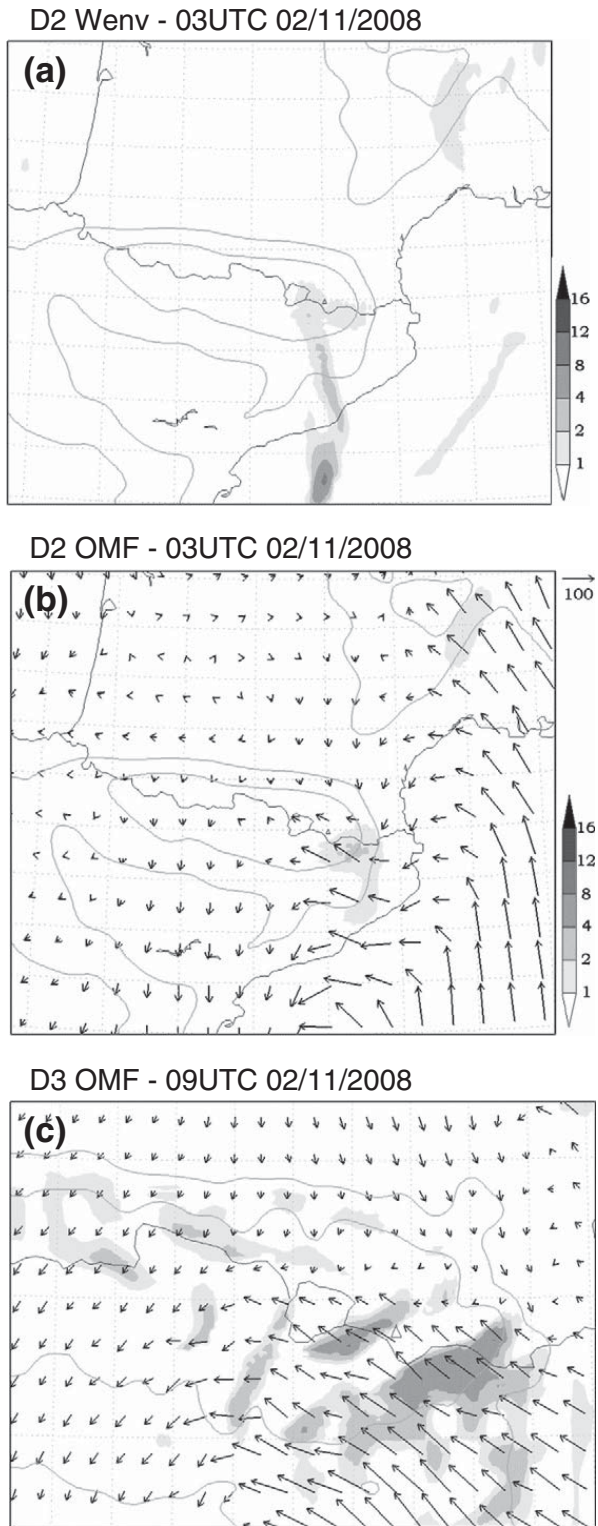
The OMF index is a measure of the vertical moisture flux induced by the terrain. The index is the product of the vertically integrated moisture advection (from 0 to  $h_m$ , where  $h_m = 2000$  m) by the terrain height gradient at a given point. The OMF units are g/kg m/s. For the environmental vertical moisture flux the  $w_{env}$  corresponds to the vertical velocity obtained from model simulations. Both variables have been calculated over domains D2 (9 km) and D3 (3 km).

A compilation of the OMF estimation obtained in several studies is provided in Table 3. Results show the effect of increasing model resolution which allows detecting higher OMF maxima and improving the forecasting of the spatial

**Table 3**

List of model features used in several studies to calculate the OMF index during heavy orographic rainfall events (Eastern Pyrenees, Alps, Taiwan).

Event	Data	Model	Horizontal resolution	OMF <sub>max</sub> (g kg <sup>-1</sup> m s <sup>-1</sup> )	Observed 3 h-rainfall (mm)	Reference
HPE1	2 Nov 2008	GFS	55 km	1.7	84	Bech et al. (2011)
Typhoon Bilis	22 Aug 2000	COAMPS	15 km	2.4	126	Lin et al.(2002)
MAP IOP2	20 Sept 1999	MM5	5 km	7.8	40	Lin et al.(2002)
Typhoon Bilis	22 Aug 2000	MM5	2.33 km	>50	126	Witcraft et al. (2005)

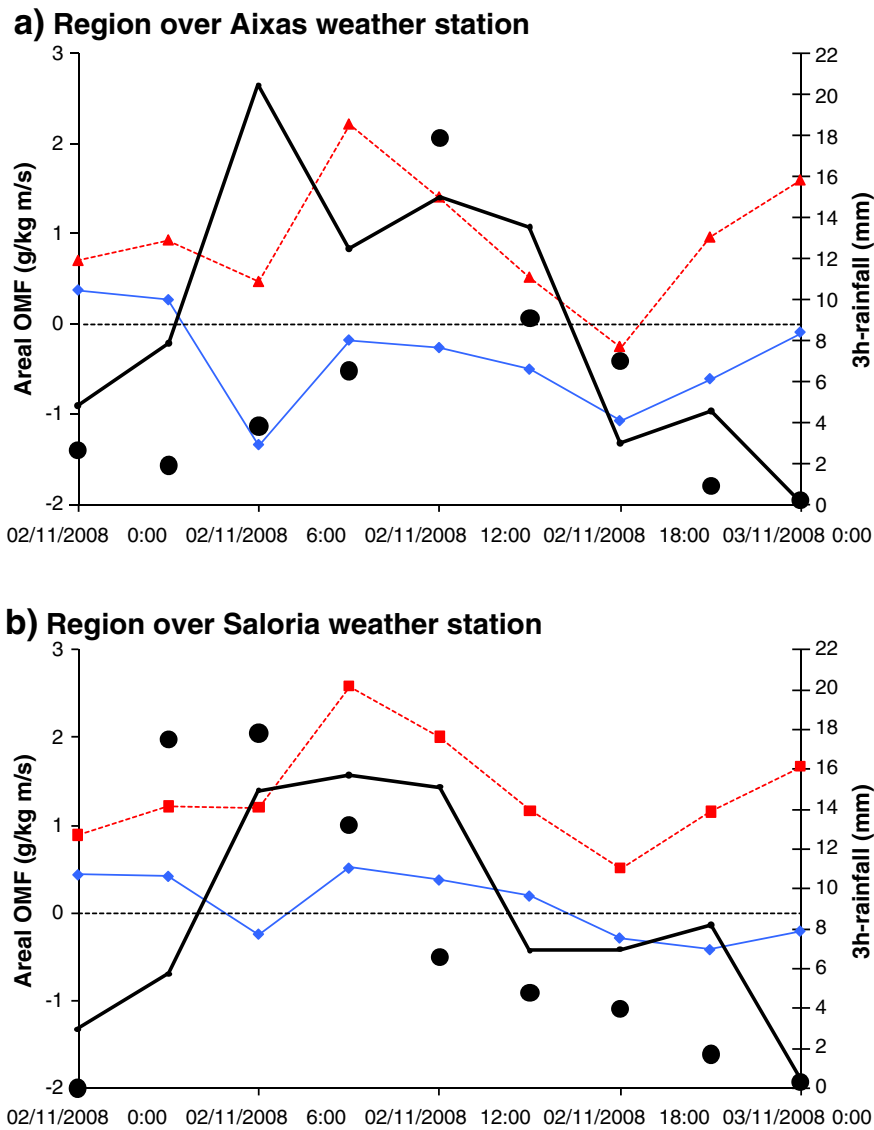


**Fig. 7.** Panel (a) shows general vertical moisture flux ( $w_{env}q_v$ ) for domain D2 at 03 UTC 2/11/2008 (shaded colours,  $\text{g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$ ). Panel (b) shows orographically induced vertical moisture flux ( $(V_H \cdot \nabla h)q_v$ ) (OMF, shaded colours) and moisture transport in a 2 km layer for domain D2 at 03 UTC 2/11/2008 (arrows, reference vector in the top right:  $100 \text{ g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$ ). (c) Shows OMF index and moisture transport in a 2 km layer for domain D3 at 09 UTC 2/11/2008. All graphics shared the same colour scale in  $\text{g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$ . Grey solid contours represent orography above 500 and 1000 m.

rainfall distribution, for instance, during the extreme event of the Typhoon Bilis that affected Taiwan on the 22 August 2000 (Witcraft et al., 2005).

Fig. 7 shows the results for HPE1 at 03 and 09 UTC 2nd November 2008. The OMF index over D2 (b) shows positive values over two limited areas: NE Iberian Peninsula and Central Massif. As it can be seen with the moisture transport vector integrated from the surface to 2 km, which represents the horizontal water vapour advection in a 2 km layer, both areas exhibit the most intense value over land ( $>60 \text{ g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$ ). Due to northerly winds, at the western part of the domain, non positive areas of OMF are present (adiabatic warming as the air crosses the Pyrenees and descends, not shown). Comparing the OMF with the environmental flux, a distinct difference is detected: the existence of an elongated positive area from Andorra to the sea for the environmental flow. This area is mainly caused by the interaction of the quasi-stationary front with the low level flow roughly perpendicular to the front and almost parallel at mid and upper levels (Fig. 3a,c). This configuration persisted several hours (Fig. 3b,d) and favoured the repeatedly triggering of new cells over the same area. Additional positive areas are observed over the sea, which can be also associated to convergence zones (Fig. 3e,f). Later on at 09 UTC the OMF results at 3 km resolution (Fig. 7c), clearly shows the effect of the orography, with positive values on the south slope of the two mountain ranges oriented almost perpendicularly to the 0–2 km moisture transport vector (SE). Notice that when the flow is normal to the mountains, and therefore the terrain height gradient is maximum, higher OMF values are obtained. The first mountain range (Cadi range; Fig. 1) that intercepts the flow shows values of OMF higher than in the second range (SE Andorra). This behaviour is consistent with regime III ( $F^w = 1.73$ ) identified in the previous section, where moist flow cross over the Cadi range and an extra orographic uplift caused by the second range generates new convective cells. Considering the losses of water vapour due to the previous precipitating processes the convective system over this range will probably be less efficient.

As a particular case, Fig. 8a shows the OMF temporal evolution and the 3-hour QPF obtained for domain 3 over Aixas weather station (SW Andorra, code station 2, Fig. 1). In order to evaluate the model performance in detecting the temporal distribution of the rainfall field, the observed precipitation has also been overlaid. It can be seen that the distinct 3-hour maxima of 21 mm at 06 UTC created by the model is due to the eastern wrong localization of the quasi-stationary front which triggered precipitation along its boundary during several hours. The observed maximum (18 mm) took place from 09 to 12 UTC when despite detecting low or even negative values of the mean OMF index this period presents a peak in the maximum OMF. Additionally, it is during this period when favourable conditions for downstream precipitation are present on the downward side of the Cadi range where this station is located (see Fig. 7c). It should be noticed that the model orography may not have enough resolution to detect fine-scale structures like narrow valleys present in the Eastern Pyrenees and therefore changes on the slope orientation are not well represented.



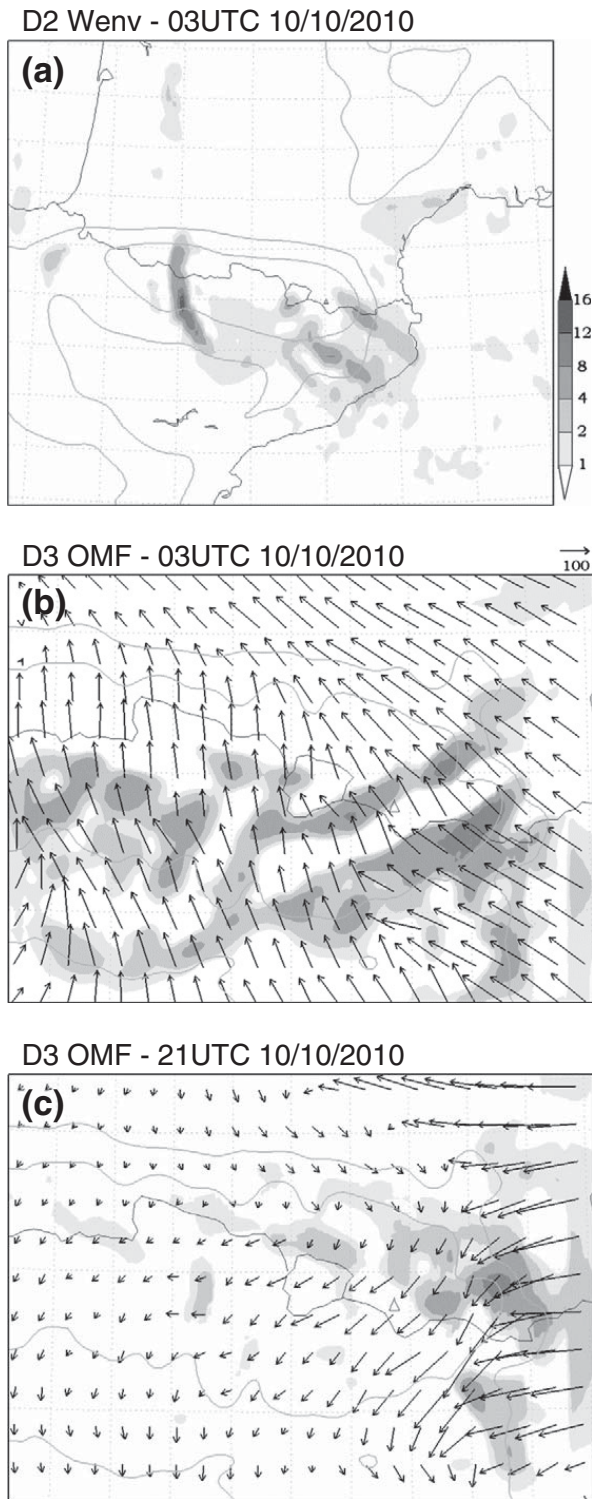
**Fig. 8.** HPE1 24 h-temporal evolutions of mean OMF index (solid blue), maximum OMF (dashed red) and 3 hour QPF (solid dark) in: a) Aixas weather station (station code 2) and b) Saloria (station code 5). Black dots correspond to observed 3 h-precipitation. The mean and maximum OMF were calculated over an area defined around each weather station ( $3 \times 3$  grid model nodes) starting at 00 UTC 2/11/2008.

Additionally, we have represented the results over Saloria weather station (Fig. 8b), located close to the SW Andorran border. Despite its localisation in the vicinity of Aixas station, the rainfall temporal distribution is very different. This zone was affected by quasi-stationary front registering intense rainfall during the first six hours of the day. In this case the model could identify this persistence although a 3-hour delay was detected and therefore the OMF temporal evolution presents some differences respect to Aixas, keeping the highest positive values during the episode.

Fig. 9 shows the results for HPE2 at 03 and 21 UTC 10 October 2008. During the first part of the episode over domain D2 (Fig. 9a), a widespread positive area of environmental moisture flux exists over NE of the Iberian Peninsula and the Mediterranean French coast. Maximum values detected over central Catalonia can be associated to the dynamical forcing caused by the passage of a short-wave

trough at mid tropospheric levels (Fig. 5c). The maximum observed over the eastern Pyrenees is also present over domain D3, highlighting this area as the most exposed to vertical moisture fluxes. As in the HPE1 uplift moisture fluxes are also present in the second range (SE extreme of Andorra), and also over the windward western slopes where SE moist flow is also present at 03 UTC. The OMF index (Fig. 9b) reaches values above  $7 \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$ , higher than the Alpine event analyzed in Lin et al. (2002). This episode characterized by more dynamic-evolving conditions shows a completely different OMF pattern at 21 UTC when a surface low pressure system affects the south French coast and the north slope of the Pyrenees (Fig. 9c).

As in HPE1, Fig. 10 shows the temporal evolution of the OMF index, the QPF and the observed precipitation over a selected weather station. In this case the Perafita weather station was chosen (SE Andorra, see Fig. 1 station code 3).



**Fig. 9.** Panel (a) shows general vertical moisture flux ( $w_{env}q_v$ ) for domain D2 at 03 UTC 10/10/2010 (shaded colours,  $\text{g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$ ). Panel (b) shows orographically induced vertical moisture flux  $(V_H \cdot \nabla h)q_v$  (OMF, shaded colours) and moisture transport in a 2 km layer for domain D3 at 03 UTC 10/10/2010 (arrows, reference vector in the top right:  $100 \text{ g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$ ). (c) Shows OMF index and moisture transport in a 2 km layer for domain D3 at 21 UTC 10/10/2010. All graphics shared the same colour scale in  $\text{g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$ . Grey solid contours represent orography above 500 and 1000 m.

The maximum 3-hour accumulation is overestimated and delayed by 3-hour by the model (38 mm at 06 UTC instead of 28 mm at 03 UTC). The mean areal OMF shows a decreasing

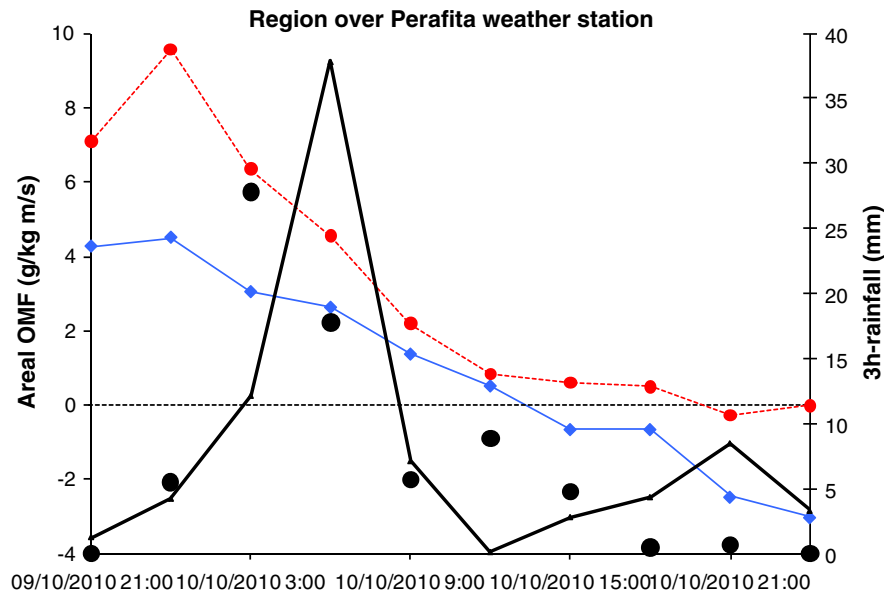
tendency of the values consistent with the changing synoptic environment. Over this area the first part of the event presents an important upslope moisture flux (above  $4 \text{ g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$ ), but during the second part, this flow changes its direction to a NE component less favourable to upslope movements, reaching even negative values due to its downstream location respect to the flow direction. Visually, the precipitation field correlates well with the OMF index, showing the maximum during the first hours and inhibition during the second part.

As a summary, in Table 4 we have compiled the maxima OMF values simulated by the model for each horizontal resolution over a common area (domain 3). The results correspond to the same periods as Figs. 7b and 9b, showing that the maxima OMF values are over or upstream of the hourly precipitation maxima (not shown). The improvement associated with the horizontal resolution increase detected in Table 3 is also observed in our simulations: upslope moisture flux  $> 7 \text{ g kg}^{-1}\text{m s}^{-1}$  is simulated for both episodes at 3 km resolution. The most intense episode (HPE2) shows the greatest OMF values.

To assess the total rainfall accumulation due to orographic effects we have computed the amounts considering only the 3-hour periods with positive mean OMF values simulated by the model. For Aixas weather station during HPE1 event only 10% of the rainfall is measured under these conditions, whereas over Saloria this percentage increases up to 58%. During HPE2, the orographic rainfall percentage is 79% over Perafita weather station.

## 5. Summary and conclusions

This paper presents an analysis of two heavy precipitation events, with 24 h rainfall accumulations above 100 mm, using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The two events, HPE1 and HPE2, occurred in the Eastern Pyrenees (Andorra, NE Spain and SE France) and the focus of the study is on the role of the orography upon the precipitation processes. Both episodes were characterized by S–SE winds at mid and upper levels and deep cyclonic circulations over the surface with slight differences in the localisation of the low pressure centres which highly determined the surface winds and the interaction with the orography. Radio sounding observations at Palma de Mallorca confirmed moist conditionally unstable environments during both events. A quasi-stationary front present in HPE1 acted as triggering mechanism of steady precipitation over Catalonia and W Eastern Pyrenees. This feature combined with strong southerly flows at mid and upper levels associated with an elongated trough coming from the west created a decoupling between surface winds and higher levels. This strong wind shear in combination with other factors as discussed in Markowski and Richardson (2010), Section 8.1, favoured the presence of organized convection and subsequent severe weather (F2 tornado, and strong wind gusts) over some areas. In contrast, the triggering mechanism in the easternmost part of the Pyrenees was the direct orographic uplift of the SE impinging moist flow. In HPE2, although the upper level trough presented a closed structure with a W–E oriented axis over the Iberian Peninsula, the first part of the event was characterized by a strong southerly flow even at surface levels. Combining this factor and the



**Fig. 10.** HPE2 24 h-temporal evolutions of mean OMF index (solid blue), maximum OMF (dashed red) and 3 hour QPF (solid dark) in Perafita weather station (station code 3). Black dots correspond to observed 3 h-precipitation. The mean and maximum OMF were calculated over an area defined around this weather station ( $3 \times 3$  grid model nodes) starting at 21 UTC 9/10/2010.

passage of a short wave-trough at upper levels the warm moist flow coming from the Mediterranean was destabilized generating intense precipitation over Central Catalonia as well as over the E extreme of the Pyrenees due to orographic forcing. For this case, the synoptic conditions rapidly evolved to easterly flows affecting the first slopes of the south French coast due to the upper-level through rotation and the presence of a secondary low over the Gulf of Lion.

Focused on the quantitative precipitation forecast (QPF) obtained for each domain, the results improve as the model grid spacing decreases and detailed structures are identified, especially the ones in HPE1 associated to convergence zones due to the quasi-stationary front despite being slightly displaced to the east. The model detects the most exposed mountain slopes to the impinging moist low-level flow and reproduces fairly well the rainfall maxima spatial distribution.

Moreover, further analysis has been done taking into account the non-dimensional parameters proposed by CL05, MR09 and MR10 which are considered relevant for estimating orographic precipitation and its dynamics. In our real simulations where a non-uniform atmosphere and real orography are used the selected representative area as upstream conditions at each time period highly determines their computation. In both episodes, and for all periods

studied, triggering term ( $h_m/LFC$ ) values above 1 have been obtained, ensuring the development of convective cells over the Pyrenees or even over small foothills close to the coast. Periods with  $\tau_a/\tau_c \gg 1$  indicate that the environment was favourable for cold pool development helping to trigger convective cells upstream of the ridge. These conditions were not present in HPE2 at 21 UTC (0.83) and the precipitation system was anchored over the French mountain slopes. According to the non-dimensional parameter  $F_w$  and CAPE we have attempted to identify our episodes with one of the four regimes proposed by CL05. Due to the real nature of our simulations a simple episode varies its regime according to the evolving atmospheric conditions which makes the characterization of the convective systems difficult. Nevertheless, the  $F_w$  index can be used as a reference over Andorra in order to detect the probability of the southerly moist low-level flows to cross over the Cadi range and the potential downstream generation of new convective cells.

A sensitivity analysis of the representativeness of the upstream area, indicated changes on the LFC and CAPE computations but the regimes based on the moist Froude number remained unchanged. For instance, in HPE1 at 03 UTC, a  $0.45^\circ$  displacement to the west in the upstream area selection produced a LFC value of 5890 m which implies a

**Table 4**

Comparison of the simulated OMF index and the 3 h-QPF for 27, 9 and 3 km resolution over domain 3. The results correspond to the same periods as Figs. 7 and 9 (03 UTC 2 Nov 2008 for HPE1 and 03 UTC 10 Oct 2010 for HPE2). As a reference maximum 3-hour rainfall observed in weather stations located over D3 are given in parentheses.

Horizontal resolution	OMF <sub>max</sub> ( $g\ kg^{-1}\ m\ s^{-1}$ )		3 h-QPF <sub>max</sub> (mm)	
	HPE1	HPE2	HPE1 (Obs: 17 mm)	HPE2 (Obs: 37 mm)
27 km	0.8	1.1	9	18
9 km	2.5	3.9	10	47
3 km	7.2	11.5	18	51



derived parameter  $h_m/LFC$  of 0.34 inhibiting the development of convective cells in contrast with value shown in Table 2 (1.77).

Complementary, the OMF index which is highly dependent on the mountain range orientation with respect to the moist flow direction (the more perpendicular the flow, the higher the OMF) has also been calculated. Overall, the index results over domain D3 (3 km grid length) allow identifying the most exposed sides to upslope moist flows. The spatial distribution of the OMF maximum is in agreement with the observed rainfall maxima location over the Eastern Pyrenees. However, the OMF temporal evolution over three weather stations indicates clearly that at such local scale this index does not provide reliable guidance. By comparing the results with the environmental induced vertical motion, it was found that the precipitation over the Eastern Pyrenees was mainly caused by orographic effects. In addition, the analysis of the general moisture flux has allowed identifying the different triggering mechanisms for rainfall structures generated over the Mediterranean Sea and western and central Catalonia. It should be noted that the highest OMF values were found when conditionally unstable environments were also present, and therefore convective potential energy could be released.

One of the results of the analyses performed for these two heavy precipitation events highlights the importance of identifying the moisture flows generated at mesoscale and its interaction with the orography as well as detecting the water vapour sources and transport in such events. This last point has been the focus of the study presented by Duffourg and Ducrocq (2011), where for different episodes that affected the French Mediterranean coast the origin of the moisture flux was determined. For the precedent hours they detected that for convective events the moisture is confined within a 1000 m layer over the Sea, and for the non-convective is fed by the lowest 3000 m. Following that approach, future work regarding the analysis of heavy precipitation events in the Eastern Pyrenees will be focused on the identification of these features in order to improve our understanding of this type of extreme episodes.

## Acknowledgments

The authors appreciate the collaboration of Oscar Van der Velde (UPC, Spain) regarding the computation of the OMF index and the Meteorological Service of Catalonia (SMC) for providing the 24-hour radar QPE and rainfall data from their meteorological weather network and also would like to thank the two anonymous reviewers for their helpful comments and suggestions. This study has been done in the framework of the Hydrological cycle in Mediterranean Experiment (HYMEX) and the hymex.es network.

## References

- Alpert, P., 1986. Mesoscale indexing of the distribution of orographic precipitation over high mountains. *J. Clim. Appl. Meteorol.* 25, 532–545.
- U.S. National Centers for Environmental Prediction, updated daily: NCEP FNL Operational Model Global Tropospheric Analyses, continuing from July 1999. Dataset ds083.2 published by the CISL Data Support Section at the National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO, available online at <http://dss.ucar.edu/datasets/ds083.2/>.
- Bech, J., Pineda, N., Rigo, T., Aran, M., Amaro, J., Gaya, M., Arus, J., Montanya, J., Van der Velde, O., 2011. A Mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadic event. Part I: Overview, damage survey and radar analysis. *Atmos. Res.* 100, 621–637.
- Chen, S.-H., Lin, Y.-L., 2005. Effects of moist Froude number and CAPE on a conditionally unstable flow over a mesoscale mountain ridge. *J. Atmos. Sci.* 62, 331–350.
- Chen, S.-H., Sun, W.-Y., 2002. A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteorol. Soc. Jpn.* 80, 99–118.
- Chu, C.-M., Lin, Y.-L., 2000. Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *J. Atmos. Sci.* 57, 3817–3837.
- Colle, B.A., 2004. Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: an idealized modeling perspective. *J. Atmos. Sci.* 61, 588–606.
- 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), 2011.
- Gallego, N., 2003. Cadastre de riscos naturals a Andorra. *Horitzó* 5, 16–27.
- Houze Jr., R.A., 1993. *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Diego, USA.
- Jiang, Q., Smith, R.B., 2003. Cloud timescales and orographic precipitation. *J. Atmos. Sci.* 60, 1543–1559.
- Laprise, R., 1992. The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as independent variable. *Mon. Weather Rev.* 120, 197–207.
- Lin, Y.-L., 2007. *Mesoscale Dynamics*. Cambridge University Press. (630 pp.).
- Lin, Y.L., Chiao, S., Wang, T., Kaplan, M.L., Weglarz, R.P., 2001. Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather Forecast.* 16, 633–660.
- Lin, Y.L., Chiao, S., Thurman, J.A., Ensley, D.B., Charney, J.J., 2002. Some common ingredients for heavy orographic rainfall and their potential application for prediction. Poster in 10th Conference on Mountain Meteorology and MAP Meeting 2002 (P2.28).
- Lorente, J., Redaño, A., 1990. Rainfall rate distribution in a local scale: the case of Barcelona city. *Theor. Appl. Climatol.* 41, 23–32.
- Markowski, P., Richardson, Y., 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Wiley-Blackwell. (424 pp.).
- Météo-France, 2011. Hauteur des précipitations (en mm) en 1 jour: du 10 OCTOBRE 2010 à 6 h UTC au 11 OCTOBRE à 6 h UTC. Pluies extrêmes. [http://pluiesextrêmes.meteo.fr/media/carte/2010\\_10\\_10\\_11.pdf](http://pluiesextrêmes.meteo.fr/media/carte/2010_10_10_11.pdf).
- Miglietta, M.M., Rotunno, R., 2009. Numerical simulations of conditionally unstable flows over a ridge. *J. Atmos. Sci.* 66, 1865–1885.
- Miglietta, M.M., Rotunno, R., 2010. Numerical simulations of low-CAPE flows over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.* 67, 2391–2401.
- Panziera, L., Germann, U., Gabella, M., Mandapaka, P.V., 2011. NORA—nowcasting of orographic rainfall by means of analogues. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 2106–2123.
- Prohom, M., Herrero, M., 2008. Towards the creation of a climatic database for Catalonia (18th to 21st centuries). *Tethys* 5, 3–12.
- Ricard, D., Ducrocq, V., Auger, L., 2011. A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a north-western Mediterranean area. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 51 (3), 468–488.
- Romero, R., Ramis, C., 2002. Torrential daily rainfall patterns in Mediterranean Spain and associated meteorological settings. *Tethys* 2.
- Romero, R., Sumner, G., Ramis, C., Genoves, A., 1999. A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *Int. J. Climatol.* 19, 765–785.
- Rotunno, R., Ferretti, R., 2001. Mechanisms of intense Alpine rainfall. *J. Atmos. Sci.* 58, 1732–1749.
- Rotunno, R., Houze, R.A., 2007. Lessons on orographic precipitation from the Mesoscale Alpine Programme. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 133, 811–830.
- Shamarock, W.C., Klemp, J.B., Dudhia, J., Gill, D.O., Barker, D.M., Duda, M.G., Huang, X.-Y., Wang, W., Powers, J.G., 2008. A description of the advanced research WRF version 3. NCAR Technical Note, NCAR/TN-475+STR (113 pp.).
- Smith, R.B., 1979. The influence of mountains on the atmosphere. : *Advances in Geophysics*, vol. 21. Academic Press, pp. 87–230.
- Smith, R.B., 2006. Progress on the theory of orographic precipitation. In: Willett, Sean D., Hovius, Niels, Brandon, Mark, Fisher, Don (Eds.), Chapter 1 in Special Paper 398: Tectonics, Climate and Landscape Evolution. Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Sotillo, M.G., Ramis, C., Romero, R., Alonso, S., Homar, V., 2003. Role of orography in the spatial distribution of precipitation over the Spanish Mediterranean zone. *Clim. Res.* 23, 247–261.
- Vié, B., Nuissier, O., Ducrocq, V., 2011. Cloud-resolving ensemble simulations of Mediterranean heavy precipitating events: uncertainty on initial conditions and lateral boundary conditions. *Mon. Weather Rev.* 139, 403–423.
- Witcraft, N.C., Lin, Y.-L., Kuo, Y.-H., 2005. Dynamics of orographic rain associated with the passage of a tropical cyclone over a mesoscale mountain. *Terr. Atmos. Ocean* 16, 1133–1161.

## 5.3. Conclusions

L'objectiu d'aquest capítol ha estat doble, en primer terme, avaluar la capacitat del model meteorològic WRF per reproduir dos episodis de precipitació intensa (2/11/2008 - HPE1 i 10/10/2010 - HPE2) esdevinguts a la zona nord-occidental del Mediterrani, que van afectar els Pirineus Orientals, Andorra, Catalunya i el sud-est de França. En segon terme, examinar el paper de l'orografia en els processos de precipitació i la sensibilitat del model en la distribució espacial dels màxims de precipitació segons la resolució horitzontal utilitzada.

Ambdós episodis van esdevenir sota la presència d'una ciclogènesi ben desenvolupada en superfície amb vents de component S-SE a nivells mitjans i alts, i una atmosfera condicionalment inestable com confirmen els radiosondatges observats a Palma de Mallorca. Les petites diferències detectades en la localització del centre de baixes pressions van determinar clarament les variacions del camp de vent en superfície i la seva interacció amb el relleu. En el primer episodi, HPE1, el lent avanç del front fred quasiestacionari, orientat sobre un eix nord-sud a l'alçada de la meitat oest dels Pirineus Orientals, va actuar com a mecanisme d'activació de la convecció, garantint la precipitació ininterrompuda al llarg d'aquest eix. A més a més, la forta cisalla, generada pel desacoblament dels vents en superfície i els nivells superiors, van afavorir en algunes zones l'organització dels sistemes convectius molt intensos i la formació d'almenys un tornado. A l'extrem est dels Pirineus, en canvi, l'ascens orogràfic del flux humit de SE apunta com l'únic mecanisme d'activació de la convecció. En el segon episodi, HPE2, a diferència del primer, la regió de baix geopotencial a nivells alts presentava una estructura tancada i una evolució molt més dinàmica, fet que permet identificar dues fases ben diferenciades. Durant la primera, la combinació de vents forts de component sud en superfície i el pas d'una ona curta secundària, desestabilitzant el perfil vertical atmosfèric, van generar les precipitacions a la Catalunya central i la meitat est dels Pirineus Orientals. A la segona fase, a causa del ràpid desplaçament del solc de geopotencial en alçada i la formació d'una baixa secundària al Golf de Lleó, la component est que va adquirir el flux condicionalment inestable va afavorir les precipitacions als vessants exposats del sud de França.

Si ens centrem en el camp de precipitació predit pel model, els resultats milloren a l'augmentar la resolució de la modelització, i per exemple al domini de 9 km, per l'HPE1, el model és capaç d'identificar les estructures de precipitació associades a la zona de convergència generada pel front, tot i localitzar-les erròniament massa cap a l'est. En ambdós casos, el model identifica els vessants més exposats als fluxos humits incidents a nivells baixos i és capaç de reproduir acuradament la distribució espacial dels màxims de precipitació.

A continuació, s'han mostrat les limitacions que presenta el càlcul dels paràmetres adimensionals proposats en diferents treballs com CL05, MR09 i MR10, que intenten resumir la relació entre les característiques dels fluxos condicionalment inestables i els règims de precipitació respecte els relleus afectats. En les nostres simulacions, en què l'atmosfera no presenta unes condicions homogènies amb el temps, sinó tot el contrari, i l'orografia és real, la dependència detectada entre la selecció de l'àrea representativa del flux incident i els valors obtinguts és determinant. Així doncs, és bastant complex caracteritzar els sistemes convectius segons un dels

règims definits en les simulacions idealitzades, ja que pel mateix episodi es poden identificar diversos règims d'acord amb l'evolució de les condicions atmosfèriques. Tot i això, per Andorra, s'ha detectat que el paràmetre  $F_w$ , apunta com una bona referència per distingir si els fluxos humits de sud a nivells baixos disposen de prou energia per superar la serralada del Cadí i poder generar noves cel·les convectives als relleus pirinencs situats a sotavent del Pre-Pirineu.

Per complementar l'anàlisi s'ha estimat l'índex OMF, que consisteix en el flux vertical d'humitat induït per la presència del relleu. És a dir, com més perpendicular sigui el flux respecte el relleu, més elevat és el valor d'OMF obtingut; això ha permès identificar els vessants amb una orientació més exposada als fluxos humits. Existeix doncs, pel domini de 3 km de resolució, una concordança entre la distribució espacial dels valors màxims de OMF (superiors als  $7 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) i la localització dels màxims de precipitació observats als Pirineus Orientals. En canvi, a una escala més local, si es compara l'evolució temporal de l'OMF amb la precipitació observada en tres estacions meteorològiques, no obtenim una concordança important. Per tant, a aquesta escala, l'índex OMF no ens proporciona una informació addicional i fiable, a causa de les pròpies limitacions del model a l'hora de representar l'orografia i els seus efectes locals. Finalment, destacar que els valors més elevats d'OMF s'han obtingut quan l'atmosfera presentava condicions d'inestabilitat condicional i vents a nivells baixos propers o superiors a 20 m/s. Aquest darrer resultat confirma la importància d'identificar les característiques termodinàmiques dels fluxos incidents a les zones muntanyoses, com ja conclouïa Bresson et al. (2012) pel cas de simulacions idealitzades, ja que petites variacions podran afavorir la formació i alimentació dels sistemes de precipitació en major o menor mesura. Per perfeccionar aquest aspecte d'ara endavant, es considera adequat ampliar l'àrea del domini amb més resolució ( $< 3$  km) i així poder millorar les simulacions i l'anàlisi dels casos d'estudi seleccionats en els propers capítols.

## Capítol 6

# Simulació numèrica d'episodis hivernals caracteritzats per un flux estable

---

<b>6.1. Casos d'estudi</b> . . . . .	<b>71</b>
6.1.1. Context sinòptic . . . . .	71
6.1.2. Precipitació observada . . . . .	74
<b>6.2. Simulacions amb el model WRF</b> . . . . .	<b>75</b>
6.2.1. Configuració . . . . .	75
6.2.2. Camp de precipitació modelitzat . . . . .	76
<b>6.3. Anàlisi mesoescalar</b> . . . . .	<b>79</b>
6.3.1. E1: 15 de desembre del 2008 . . . . .	80
6.3.2. E2: 18 de desembre del 2008 . . . . .	86
6.3.3. E3: 7 de febrer del 2009 . . . . .	88
<b>6.4. Anàlisi detallada de l'episodi E4: 11 de febrer del 2009</b> . . . . .	<b>93</b>
6.4.1. Transport del vapor d'aigua: detecció d'un <i>atmospheric river</i> . . . . .	95
6.4.2. Interacció del flux de nord amb els Pirineus . . . . .	96
6.4.3. Intensificació de la precipitació riu amunt dels Pirineus . . . . .	99
<b>6.5. Conclusions</b> . . . . .	<b>102</b>

---

Mentre que la majoria de treballs de l'àrea mediterrània es centren en els episodis de precipitació intensa que ocorren principalment durant la tardor sota condicions atmosfèriques majoritàriament condicionalment inestables, aquest capítol vol fer èmfasi a les situacions hivernals que poden causar nevades de més o menys intensitat als Pirineus i, concretament a Andorra. Un factor que contribueix a reforçar aquesta variabilitat de la intensitat ve marcat

per l'orientació principalment sud del país respecte els Pirineus, de manera que existeixen diferències importants entre el nord i el sud del Principat. Com ja s'ha descrit a la introducció, el clima d'Andorra es pot definir com a subcontinental amb tendència mediterrània, però l'extrem nord del país n'és l'excepció, ja que està molt exposat als fluxos de nord i presenta un clima més fred, suboceànic. Això afavoreix que durant determinades situacions sinòptiques i gràcies a la combinació de l'efecte del relleu, en aquesta zona més septentrional, durant l'hivern, hi tinguin lloc nevades intenses. Al treball d'Esteban et al. (2005) (d'ara endavant ETC05), es presenta una classificació de tipus de circulació a escala sinòptica relacionats amb episodis de nevades intenses a Andorra amb acumulacions superiors als 30 cm en 24 h. Els resultats mostrats a la figura 6.1 indiquen com dels set tipus de circulació identificats només un, el tipus 3, ve regit per fluxos ciclònics de component sud sobre Andorra, i en tots els altres hi dominen les condicions anticiclòniques en el camp de pressió en superfície sobre la regió Atlàntica de les Açores. Es confirma doncs, que les adveccions de nord són les situacions climatològicament més freqüents que causen nevades intenses a Andorra.

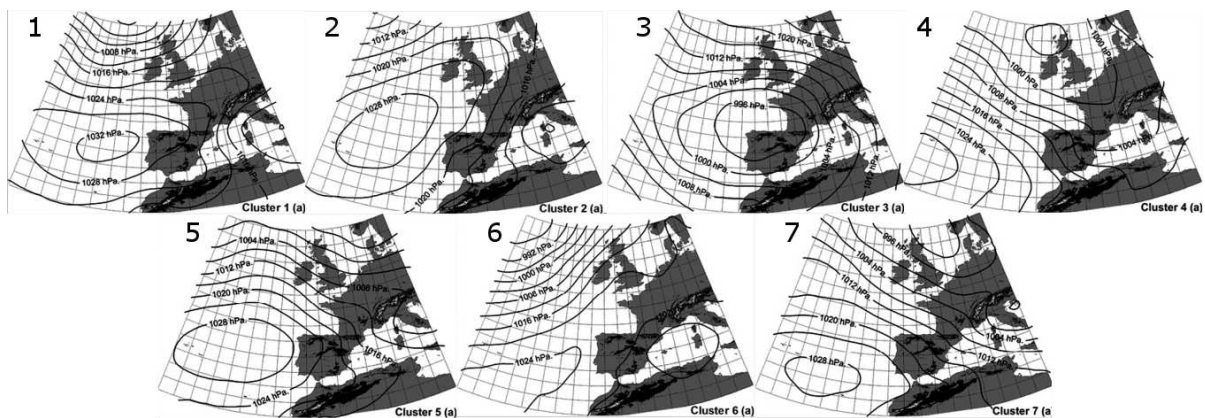


Figura 6.1: Camp de pressió en superfície representatiu de cadascun dels tipus de circulació identificats al treball ETC05 pels episodis de nevades intenses a Andorra (>30 cm en 24 h). Font: Esteban et al. (2005).

Un cop identificat l'entorn sinòptic favorable per l'ocurrència d'aquest tipus d'episodis, el repte més gran pels models meteorològics mesoescalars rau en la capacitat de predir la seva intensitat. En general sota condicions atmosfèriques amb estratificació estable, l'ascens orogràfic de l'aire fred vessant amunt de les muntanyes genera nuvolositat estratiforme retenint la precipitació en el vessant exposat. Tot i això, les condicions atmosfèriques per cada episodi varien i, amb elles, el grau d'estabilitat. D'aquesta manera es pot passar d'una nevada de només pocs centímetres de neu nova al vessant nord del país, a una altra de més d'un metre a cotes mitjanes i altes, o fins i tot, gruixos considerables al mateix fons de vall i afectant una regió prou extensa al vessant sud dels Pirineus. Aquests darrers impliquen un perill important per la població local, ja que a més d'incrementar-se el risc d'allaus i les possibles afectacions a carreteres i/o infraestructures, també poden anar acompanyats de forts vents.

En aquest capítol es vol avaluar l'ús dels models meteorològics d'alta resolució en condicions hivernals principalment amb estratificació estable i la seva capacitat per predir els efectes

locals d'aquests tipus d'episodis, així com la intensitat i extensió de la precipitació, en una zona muntanyosa i limitada com Andorra. Per fer-ho s'han seleccionat, a partir de les observacions, quatre episodis de la temporada hivernal 2008-2009 i s'ha fet una anàlisi comparativa de la seva evolució mitjançant la simulació numèrica amb el model mesoescalar WRF amb una resolució horitzontal de 2 km. L'objectiu principal és examinar la interacció dels fluxos de nord presents en els quatre episodis amb la serralada pirinenca, reproduir els efectes d'aquesta interacció i identificar els factors mesoescalars que poden ser importants des d'un punt de vista de la predicció operativa.

### 6.1. Casos d'estudi

La selecció dels episodis s'ha basat en els següents dos criteris: presència de vents de component nord sobre els Pirineus (a nivells baixos i mitjans) i l'acumulació de precipitació mesurada a la xarxa d'estacions meteorològiques del CENMA. Els quatre episodis varien tant pel que fa a la intensitat com la distribució espacial de la precipitació al llarg d'un eix nord-sud sobre Andorra i mostren importants diferències entre els dos vessants dels Pirineus. Aquestes variacions s'han pogut detectar gràcies a la distribució geogràfica de tres de les estacions, distribuïdes al llarg d'aquest eix nord-sud. Més endavant, a la taula 6.1 es llisten els quatre episodis seleccionats, la data d'inici i les observacions a Andorra.

#### 6.1.1. Context sinòptic

La situació sinòptica present a l'inici dels quatre episodis la descriurem a partir de l'anàlisi del camp de pressió i la distribució dels fronts en superfície a l'Europa Occidental, tal i com es mostra a la figura 6.2. També es mostren les imatges de satèl·lit a l'inici de l'episodi i la seva evolució 12 h més tard (fig. 6.3). Aquesta descripció es completarà associant la configuració de cada un dels episodis amb un dels tipus de circulació identificats al treball ETC05 per episodis de nevades intenses a Andorra.

L'episodi E1, s'inicia la nit del 14 al 15 de desembre, quan després del pas d'un front fred per la península Ibèrica, ara ja situat al nord d'Àfrica, una zona de baixes pressions (997 hPa) es desenvolupa sobre l'àrea occidental de la Mediterrània. A l'oest, la presència de l'anticicló de les Açores (1035 hPa) que progressivament s'estén cap al nord, afavoreix la formació d'un flux meridional en superfície de component nord sobre la península. Una primera línia d'inestabilitat es troba a l'oest dels Pirineus. En relació amb el treball ETC05, aquest episodi presenta una estructura similar al *cluster* o tipus de circulació 2, amb la particularitat que en aquest cas el centre de baixes pressions sembla dominar sobre l'anticicló de les Açores.

El segon episodi (E2), iniciat el dia 18 de desembre a les 00 TU, es pot considerar l'evolució de l'episodi anterior (E1). S'observa com l'anticicló de les Açores (1033 hPa) adquireix un orientació més zonal, i estén clarament la seva influència en forma de dorsal anticiclònica sobre França. D'aquesta manera el centre de baixes pressions és desplaçat cap a l'Adriàtic (1000 hPa), i afecta ara la regió d'Itàlia i la costa dels països del sud-est d'Europa.

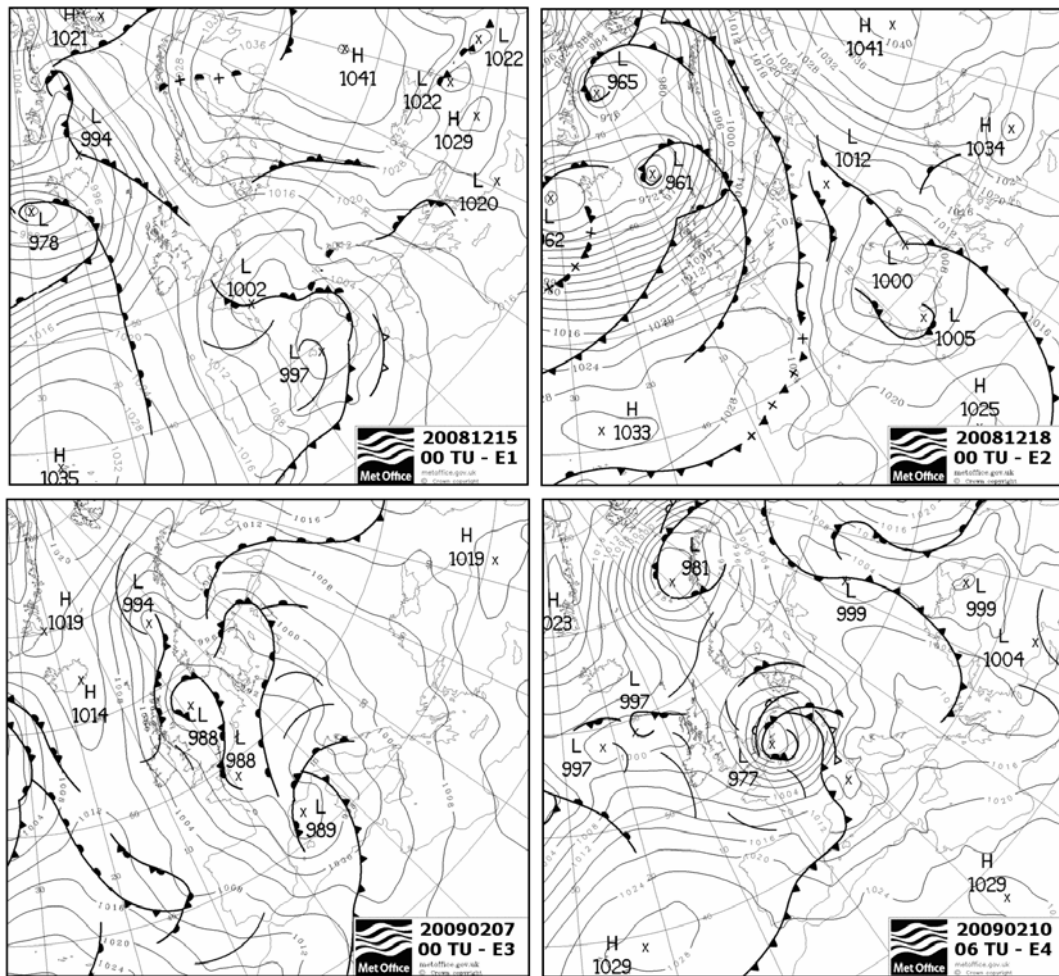


Figura 6.2: Anàlisi de la pressió atmosfèrica en superfície i la distribució de fronts a l'Europa Occidental a l'inici de cadascun dels episodis (E1, E2, E3, E4). Font: UKMO.

## 6.1. Casos d'estudi

---

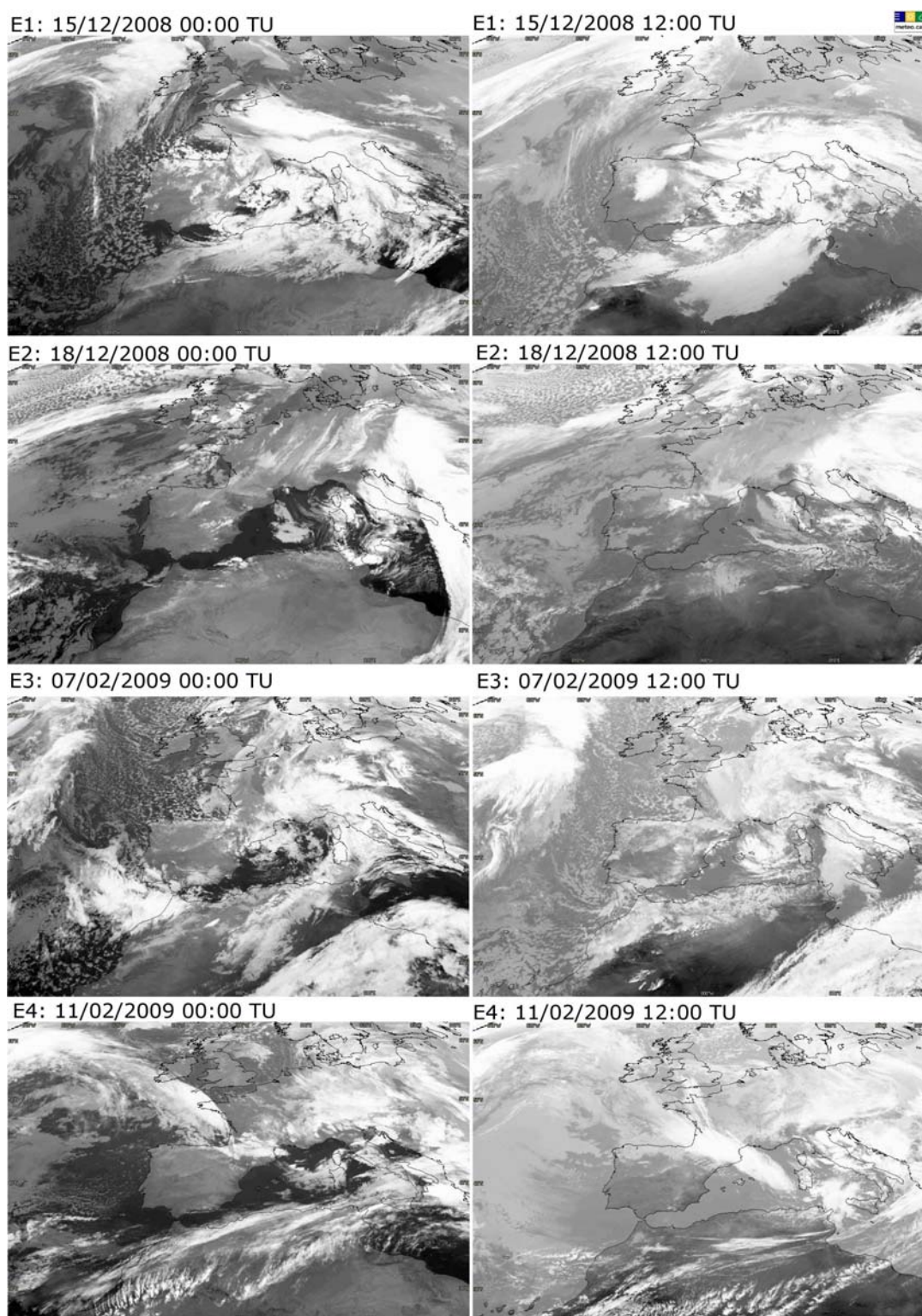


Figura 6.3: Evolució de les imatges de satèl·lit meteosat 9 del canal infraroig tèrmic ( $10,8 \mu\text{m}$ ) per cadascun dels episodis (E1, E2, E3, E4). Font: Eumetsat, SMC.



Aquesta distribució dels centres de pressió genera un flux anticiclònic de nord sobre els Pirineus. La configuració descrita és similar al tipus de circulació 1 identificat a ETC05, però varia la localització de la dorsal que en aquest cas ja afecta tot el Pirineu.

La nit del dia 7 de febrer del 2009, s'inicia el tercer episodi (E3) amb la formació d'un extens i allargat nucli de baixes pressions en superfície (988 hPa), seguint un eix nord-sud sobre Alemanya, Suïssa i el nord d'Itàlia. Aquesta configuració va afavorir que la circulació ciclònica adquirís una component nord molt meridional amb origen a latituds polars que va advectionar aire molt fred sobre els Pirineus, com indica la línia frontal sobre el Mediterrani. Aquest episodi es pot associar al tipus de circulació 4 de ETC05, on es mostra el pas d'un front fred per Andorra, associat a un centre de baixes pressions creuant el nord d'Europa i generant vents de nord-oest sobre els Pirineus.

El darrer episodi (E4) té inici el dia 10 de febrer a les 06 TU, quan l'anticicló de les Açores i un profund cicló (977 hPa) situat al sud d'Anglaterra es desplacen en direcció nord-est, de manera que originen un flux de nord-oest sobre els Pirineus després que un front fred creuï la península. La configuració sinòptica d'aquest episodi té similituds amb el tipus de circulació 7 definit a ETC05, on també s'identifica una component nord-oest del vent i la localització dels centres d'acció, altes pressions penetrant sobre els Pirineus i de baixes creuant l'Europa central, que afavoreixen un fort gradient bàric sobre la nostra zona d'estudi.

### 6.1.2. Precipitació observada

La taula 6.1 presenta les acumulacions registrades a les tres estacions meteorològiques durant els quatre episodis, a més d'indicar-se el perill d'allaus predit per a cadascun d'ells. Als episodis E2 i E3, tot i presentar precipitacions diferents, el butlletí indicava el mateix grau de perill en part a causa dels forts vents de nord-oest previstos per aquell dia i la probabilitat de formació de plaques de vent. Durant l'episodi E4 en canvi, la situació de perill d'allaus inicialment a 4 (perill fort) es va incrementar a perill molt fort (5), màxim, a causa de la important nevada a tot el país, molt més intensa del previst, amb gruixos de més d'1 m a cotes altes i de fins a 30 cm al fons de vall (900 m). La probabilitat d'allaus de neu recent de dimensions prou importants per causar danys, afectar carreteres i alguns edificis va obligar a tallar diversos accessos, tancar les estacions d'esquí i evacuar uns quants habitatges. L'excepcionalitat d'aquest episodi hivernal fa que es dediqui una especial atenció a l'anàlisi de les seves causes i per tant s'hi destinarà un apartat específic.

Si es té en compte tot el massís pirinenc, la figura 6.4 mostra amb claredat la distribució espacial de la precipitació i permet distingir els episodis en què aquesta s'ha vist restringida només al vessant nord o bé quan el flux humit de nord ha pogut creuar la serralada i afectar una zona més extensa al vessant sud dels Pirineus orientals. En general, s'observa l'important efecte de bloqueig que exerceixen els Pirineus afavorint la precipitació al vessant nord. Pel primer episodi (fig. 6.4a), a més de la precipitació a la regió del Llenguadoc-Rosselló també se n'observa de debò a tot el massís, amb algun màxim localitzat al nord del Pallars Sobirà. Aquesta distribució espacial ja permet entreveure la possible contribució d'una component del

Taula 6.1: Llistat dels episodis simulats, hora d'inici de cada un d'ells (períodes de 48 h) i precipitació observada a les tres estacions meteorològiques de la xarxa del CENMA. Les estacions s'han ordenat de esquerra a dreta segons l'eix nord-sud on es troben localitzades.

Episodi	Inici	Sorteny (2294 m)	Bony Neres (2098 m)	Perafità (2415 m)	Perill d'allaus
E1	00 TU 15/12/2008	11,7 mm	5,1 mm	5,4 mm	3
E2	00 TU 18/12/2008	4,4 mm	0,1 mm	1,5 mm	4
E3	00 TU 07/02/2009	23,5 mm	12,8 mm	4,9 mm	4
E4	06 TU 10/02/2009	56,5 mm	52,2 mm	33,8 mm	5

flux més mediterrània. L'episodi E2 (fig. 6.4b), és el que mostra la precipitació més dèbil i restringida sobre els relleus més elevats del vessant nord, reflectint el caràcter més estratiforme de la precipitació per ascens orogràfic. Durant el tercer episodi (E3; fig. 6.4c), per comparació als dos episodis anteriors es van registrar acumulacions superiors i s'observa un gradient d'intensitat d'oest a est dels Pirineus, fins arribar a Andorra on les precipitacions es debiliten fins a dissipar-se a la Cerdanya francesa. A diferència dels altres tres, l'últim episodi (E4; fig. 6.4d) és clarament el més intens i el que afecta una àrea més extensa al vessant sud de la serralada a Catalunya (fins Organyà). Els màxims de precipitació es distribueixen al llarg d'un eix nord-oest/sud-est molt marcat, amb valors superiors als 100 mm a l'extrem occidental dels Pirineus. La intensitat disminueix a l'allunyar-se d'aquest eix principal i dels Pirineus en direcció nord, però exhibint encara registres prou importants, entre 15-60 mm, a les zones planes del sud de França.

## 6.2. Simulacions amb el model WRF

### 6.2.1. Configuració

Les principals característiques de la configuració del model WRF utilitzada per a la simulació dels quatre episodis hivernals s'ha descrit a l'apartat 4.2 (taula 4.2). Destacar que, a més de les condicions inicials i de contorn utilitzades (reanàlisis CFRS amb una resolució de 0,5° latitud/longitud), s'han modificat dos aspectes importants respecte els episodis analitzats en el capítol anterior. El primer fa referència als dominis de treball, tant a la seva àrea de cobertura com a la resolució horitzontal. Els nous dominis niats tenen una resolució de 32, 8 i 2 km. Aquest canvi respon a la necessitat de millorar la descripció de les condicions atmosfèriques riu amunt dels Pirineus i així poder caracteritzar-ne les propietats termodinàmiques del flux incident. L'àrea definida pel nou domini amb una resolució de 2 km s'ha delimitat buscant un compromís entre la capacitat de càlcul del servidor utilitzat i una extensió que abasti el màxim entorn dels Pirineus. La figura 6.5 mostra el nou domini utilitzat i el relleu representat pel model. El segon aspecte correspon a la parametrització de la microfísica. Després de realitzar

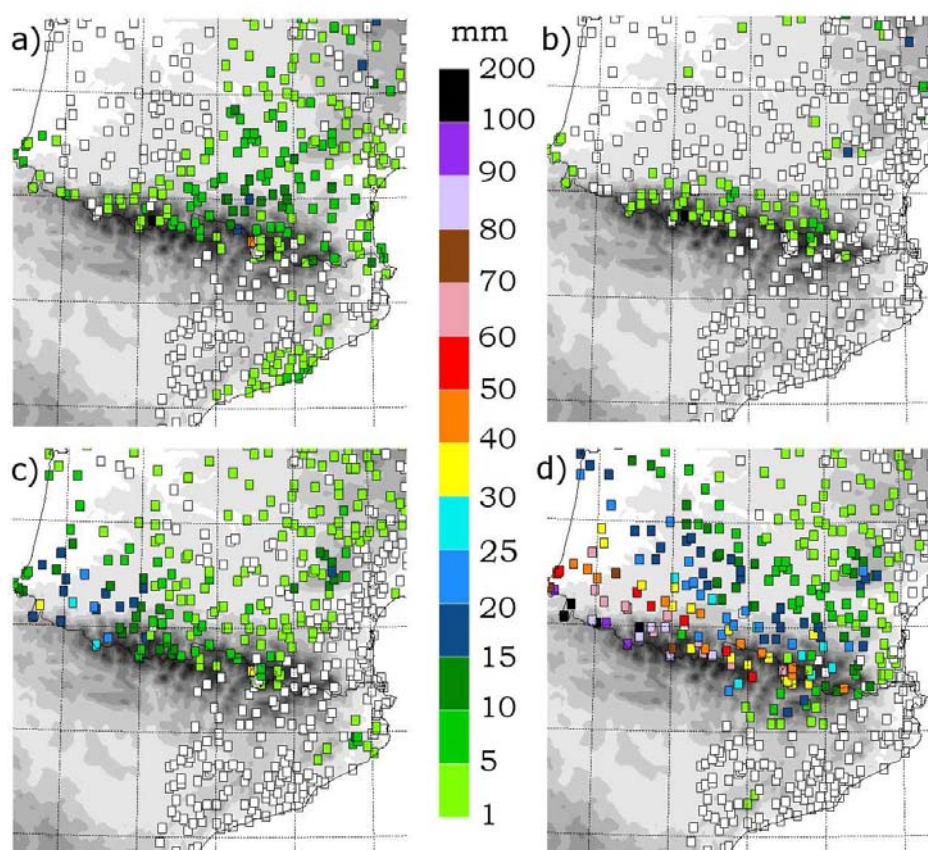


Figura 6.4: Precipitació observada de les 00 a les 24 h (mm) per cada un dels episodis als Pirineus: a) E1: 15/12/2008, b) E2: 18/12/2008, c) E3: 07/02/2009 i d) E4: 11/02/2009. Les observacions pertanyen a la xarxa d'estacions meteorològiques de Météo-France, SMC i CEN-MA. El fons en escala de grisos mostra l'orografia de la zona.

un treball preliminar de validació de tots els esquemes disponibles a la versió 3 del model WRF per l'episodi E4 (Navalón, 2012), es conclou que la parametrització de Thompson (Thompson et al., 2008) és la més adequada per la modelització d'aquests episodis hivernals.

### 6.2.2. Camp de precipitació modelitzat

Primer de tot, abans de procedir a l'anàlisi mesoescalar dels episodis, és determinant examinar la capacitat del model per a reproduir el camp de precipitació als Pirineus i en concret a Andorra. L'avaluació qualitativa de cada una de les simulacions ens permetrà identificar per a cada episodi la consistència entre les observacions i els sistemes de precipitació modelitzats. A la figura 6.6 s'hi presenta la precipitació acumulada en 24 h obtinguda per a cadascuna de les simulacions dels casos d'estudi: E1, E2, E3 i E4. Els resultats que es mostren han estat prèviament seleccionats d'entre els obtinguts d'una anàlisi de sensibilitat preliminar efectuada per a cada episodi. En el test de sensibilitat s'ha modificat l'instant d'inici de cada simulació amb l'objectiu d'escollir l'òptim a l'hora de reproduir el camp de precipitació en 24 h.

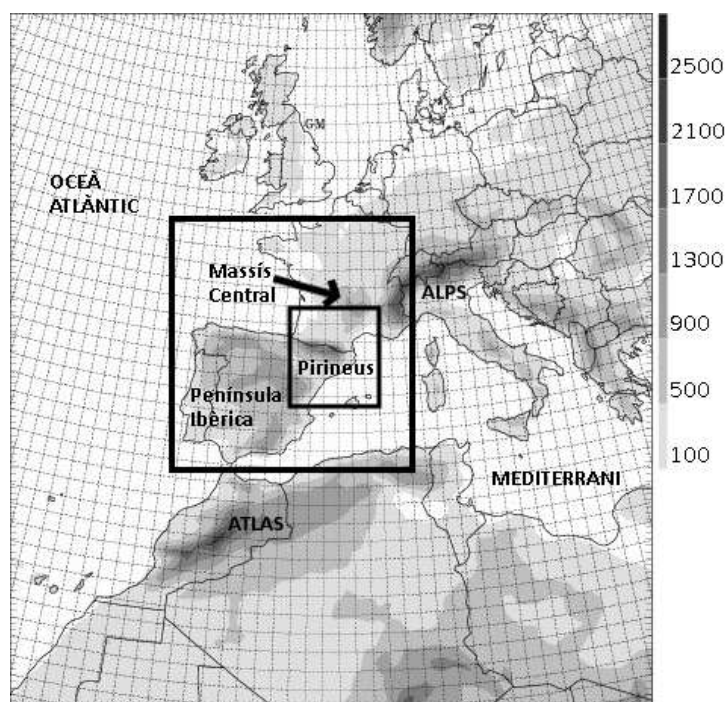


Figura 6.5: Representació de les àrees cobertes pels 3 dominis niats de 32, 8 i 2 km de resolució horitzontal definits en les simulacions amb el model WRF. Els colors en escala de grisos mostren l'altura del terreny (m) al domini de 32 km.

### **E1: 15 de desembre del 2008**

La intensitat i distribució espacial de la precipitació reproduïda pel model en aquest episodi (fig. 6.6a), tant la precipitació dèbil de la regió de Llenguadoc-Rosselló riu amunt dels Pirineus, com la dels relleus del vessant nord exposats al flux de nord-est, està amb concordança amb les observacions (fig. 6.4a). S'identifiquen també alguns màxims locals amb acumulacions superiors als 15 mm al nord del Pallars Sobirà i al límit nord-est d'Andorra. Destacar la precipitació detectada a la zona del massís del Canigó i Puigmal. A Andorra, les diferències en les acumulacions simulades entre els límits nord (10 mm) i sud del país (5 mm), no són molt marcades, ja que la dèbil precipitació del sud-est del país és comparable en magnitud a la de la vall central. Aquest comportament és coherent amb les observacions a les estacions de Perafita i Bony de les Neres (5 mm).

### **E2: 18 de desembre del 2008**

A diferència de l'episodi anterior, en aquest cas les precipitacions més dèbils i menys extenses, com ja mostraven les observacions (fig. 6.4b), són ben capturades pel model meteorològic (fig. 6.6b). La seva distribució espacial és restringeix clarament als relleus més elevats del vessant nord dels Pirineus, delimitant perfectament la línia de crestes i el canvi de vessant. Sobre Andorra es distingeix molt bé el límit de la precipitació, que va afectar només la meitat nord del país amb acumulacions d'entre 1 i 5 mm.

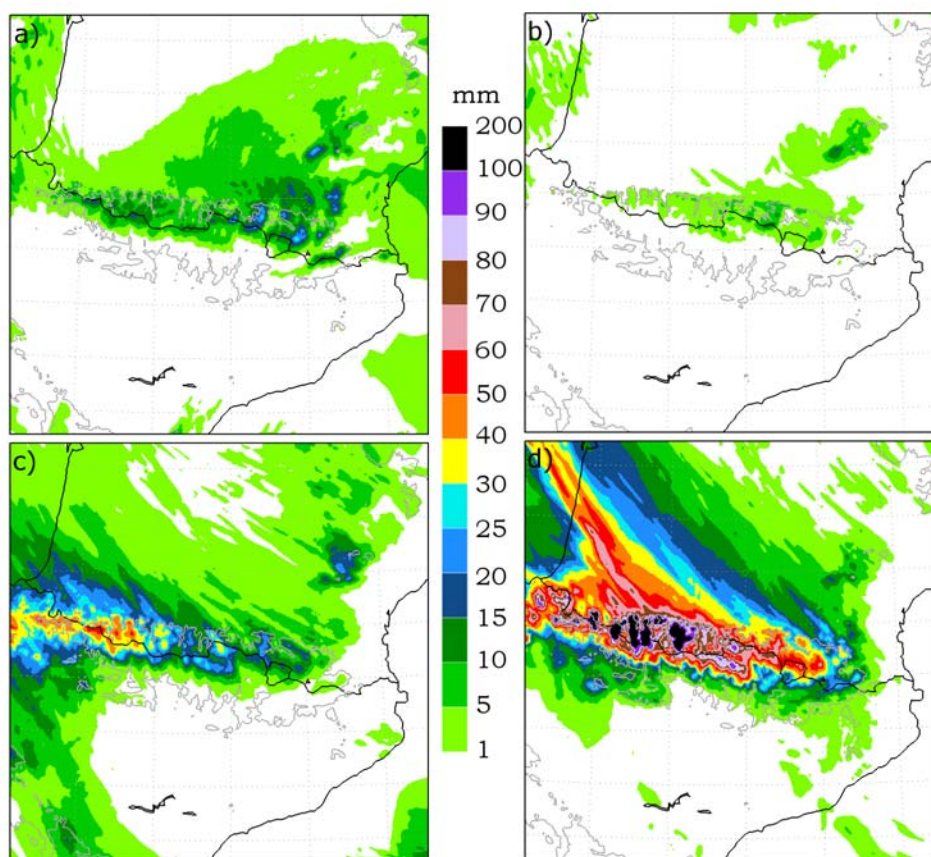


Figura 6.6: Distribució espacial i intensitat del camp de precipitació (mm en 24 h) obtingut amb el model WRF per a cada un dels episodis: a) E1: 15/12/2008, b) E2: 18/12/2008, c) E3: 07/02/2009 i d) E4: 11/02/2009. La isolínia de color gris indica el relleu amb altitud 1000 m.

### E3: 7 de febrer del 2009

El camp de precipitació predit per aquest episodi (fig. 6.6c) aconsegueix captar els valors més intensos de precipitació respecte els anteriors episodis (superiors als 15 mm), a més de reproduir sobre els Pirineus, el gradient d'intensitat d'oest a est amb els valors més dèbils a la meitat oriental de la serralada. Tot i això, si es compara amb les observacions (fig. 6.4c), es detecta una clara sobreestimació de les quantitats totals acumulades, de manera que la modelització sembla atorgar a l'episodi un caràcter més intens del que en realitat va tenir. Aquesta sobreestimació també es detecta al nucli de precipitació localitzat a l'extrem sud del Massís Central francès. En canvi, a Andorra es detecta un comportament una mica diferent. Tot i que la distribució espacial, amb el gradient nord-sud, hi és ben capturada pel model, les acumulacions són dèbilment inferiors a les observades (5-23 mm).

### E4: 11 de febrer del 2009

Si comparem les observacions per aquell dia (fig. 6.4d) amb el camp de precipitació obtingut amb la simulació a 2 km de resolució horitzontal (fig. 6.6d), es pot veure com en aquest darrer

episodi, el model és capaç de reproduir el caràcter molt més intens de la precipitació, amb valors màxims superiors als tres episodis anteriors. Les acumulacions superiors als 100 mm observades a l'extrem oest dels Pirineus també s'assoleixen en la simulació. Es tracta d'un episodi molt interessant ja que la precipitació no només es va veure intensificada al vessant nord dels Pirineus, sinó que el model també reproduceix la intensa banda allargada i estreta de precipitació al llarg d'un eix amb orientació NO-SE al sud-oest de França, que va des de l'Atlàntic fins al peu dels Pirineus. Tot i això, es detecta una petita diferència en l'angle format entre la banda de precipitació i l'orientació est-oest dels Pirineus. A la modelització, aquest angle, és de gairebé uns  $45^\circ$  i en canvi les observacions indiquen un angle més agut d'entre  $15$  i  $20^\circ$ . Si ens fixem en la meitat oriental, la nevada al vessant nord va acumular en 24 h quantitats de més de 50 mm. A més a més, aquesta, tot i que ja més debilitada (5-10 mm), es va estendre fins al Pre-Pirineu fet que concorda amb les observacions. En concret per Andorra, el model mostra un gradient molt marcat entre la meitat nord i sud del país, amb mínims al fons de vall més meridional ( $<25$  mm). Les observacions, en canvi, indiquen que en aquestes zones les acumulacions van excedir els 30 mm.

### 6.3. Anàlisi mesoescalar

Aquest apartat es centra en l'anàlisi dels factors mesoescalars que van contribuir a desencadenar i mantenir les nevades generades pels fluxos de nord, com també determinar l'abast de la nevada i la seva extensió al vessant sud dels Pirineus. Primer de tot, descriurem la configuració mesoescalar present a nivells alts i baixos, a partir dels resultats obtinguts de la modelització en els dominis de 32 i 8 km en termes dels camps següents: i) la pressió en superfície, ii) la temperatura potencial equivalent a 850 hPa, iii) el geopotencial a nivells mitjos, iv) els vents a nivells alts i baixos, i finalment v) el flux d'humitat a la baixa troposfera (0-3 km).

En general, la baixa predictibilitat inherent a la distribució espacial de la precipitació es deu a la varietat de respostes que un flux pot tenir quan aquest s'acosta a una cadena muntanyosa. Com s'ha descrit a la secció 3.3.1 per simulacions idealitzades de fluxos estables, aquestes respostes depenen de molts factors, i inclouen: la velocitat del flux, la seva direcció, l'altitud i orientació de les muntanyes i l'estabilitat present a la baixa troposfera. Com s'ha vist, el nombre adimensional de Froude ( $F_m$ ) té en compte aquests factors i es considera representatiu de la reacció del flux quan aquest assoleix una cadena muntanyosa com els Pirineus amb altures mitjanes d'uns 2 km ( $h_m = 2000$  m). Si  $F_m$  és petit ( $<1$ ), ja sigui perquè l'estabilitat atmosfèrica és elevada o els vents dèbils, el flux s'anomena subcrític i la serralada el bloquejarà. En canvi, si  $F_m > 1$ , ens hi referirem com a flux supercrític i no serà bloquejat per la serralada, de manera que podrà superar-la i precipitar al vessant de sotavent. Quan el valor obtingut és proper a 1, el flux es considera crític i en aquest cas és molt probable que la precipitació més intensa es registri a la línia de crestes.

En aquest sentit, per a cadascun dels episodis es vol caracteritzar les condicions at-

mosfèriques del flux quan té lloc el màxim de precipitació. Per fer-ho es calcularan les retrotrajectòries a diferents nivells (500, 1000 i 1500 m) des d'un punt del nord d'Andorra mitjançant el model de trajectòries HYSPLIT (Rolph, 2013) i així identificar la zona més representativa del les condicions riu amunt d'Andorra. El model HYSPLIT, per defecte assumeix una distribució tridimensional de les partícules (horitzontal i vertical) i en calcula les seves trajectòries adveçant-les segons el camp de vent mitjà i dispersant-les a partir d'una component turbulenta.

A més de la validació del camp de precipitació respecte les observacions presentat a la secció anterior (sec. 6.6), la descripció del flux mitjançant el paràmetre adimensional  $F_m$ , la freqüència de Brunt-Vaisala ( $N$ ) i el vent perpendicular a la serralada ( $U$ ) a cada àrea seleccionada, permetran avaluar si és possible associar-lo a un dels règims de flux definits en les simulacions idealitzades. Es complementarà l'anàlisi, identificant l'estructura vertical de la distribució dels diferents hidrometeors per l'anàlisi dels mecanismes microfísics i el càlcul d'alguns paràmetres específics com el flux horitzontal d'humitat integrat verticalment des de la superfície fins a 3 km ( $Q_3$ ; eq. 4.1) i que permetran millorar la caracterització de l'aportació d'humitat al vessant nord dels Pirineus. L'objectiu principal és identificar els principals ingredients (ascens i humitat) necessaris per generar les precipitacions.

### 6.3.1. E1: 15 de desembre del 2008

Com s'ha descrit anteriorment la situació sinòptica en superfície ve dominada per una depressió mediterrània centrada al nord-est de les Illes Balears. L'evolució de la seva extensió i la posició al llarg del dia 15 de desembre respecte la península Ibèrica (fig. 6.7a, b) afavoreix a nivells baixos (925 hPa), al vessant nord dels Pirineus, un flux de nord que a l'apropar-se a la serralada adquireix una component més zonal de nord-oest. L'aire fred present encara als Pirineus pel pas d'un front fred el dia anterior, progressivament es va retirant, com mostra el camp de  $\theta_e$  a 850 hPa, gràcies a l'advecció d'una massa d'aire relativament més càlida i humida (286 K) provinent de la meitat oriental mediterrània. A la figura 6.7b s'observa com el seu avanç és en part bloquejat pel Massís Central francès, i en canvi si que pot circular més fàcilment per l'extrem sud del massís seguint la costa francesa a l'est dels Pirineus.

A 500 hPa (fig. 6.7e, f) l'aprofundiment d'un solc de geopotencial afavoreix la formació d'una depressió tancada amb un nucli d'aire fred associat ( $-35^\circ$  C). Aquesta depressió és possible detectar-la fins a nivells alts de la troposfera a 300 hPa (fig. 6.7c, d) de manera que dóna lloc a un profund cicló. El flux ciclònic dominant a tots els nivells, a la mitja i alta troposfera adquireix una clara component de nord-oest a diferència de les capes més baixes. La circulació tancada a 300 hPa amb vents dèbils de 20 m/s sobre Andorra, mostra un màxim a l'oest dels Pirineus (fig. 6.7c, d). Si ens fixem en l'evolució del flux integrat d'humitat a nivells baixos adveçat sobre els Pirineus (fig. 6.7e, f), no es distingeix cap màxim en el conjunt de la serralada. En canvi sí que es confirma, que durant la nit del dia 16 l'advecció d'humitat provinent de l'est del Mediterrani es canalitza de forma més eficient pel sud del Massís Central seguint el litoral.

### 6.3. Anàlisi mesoescalar

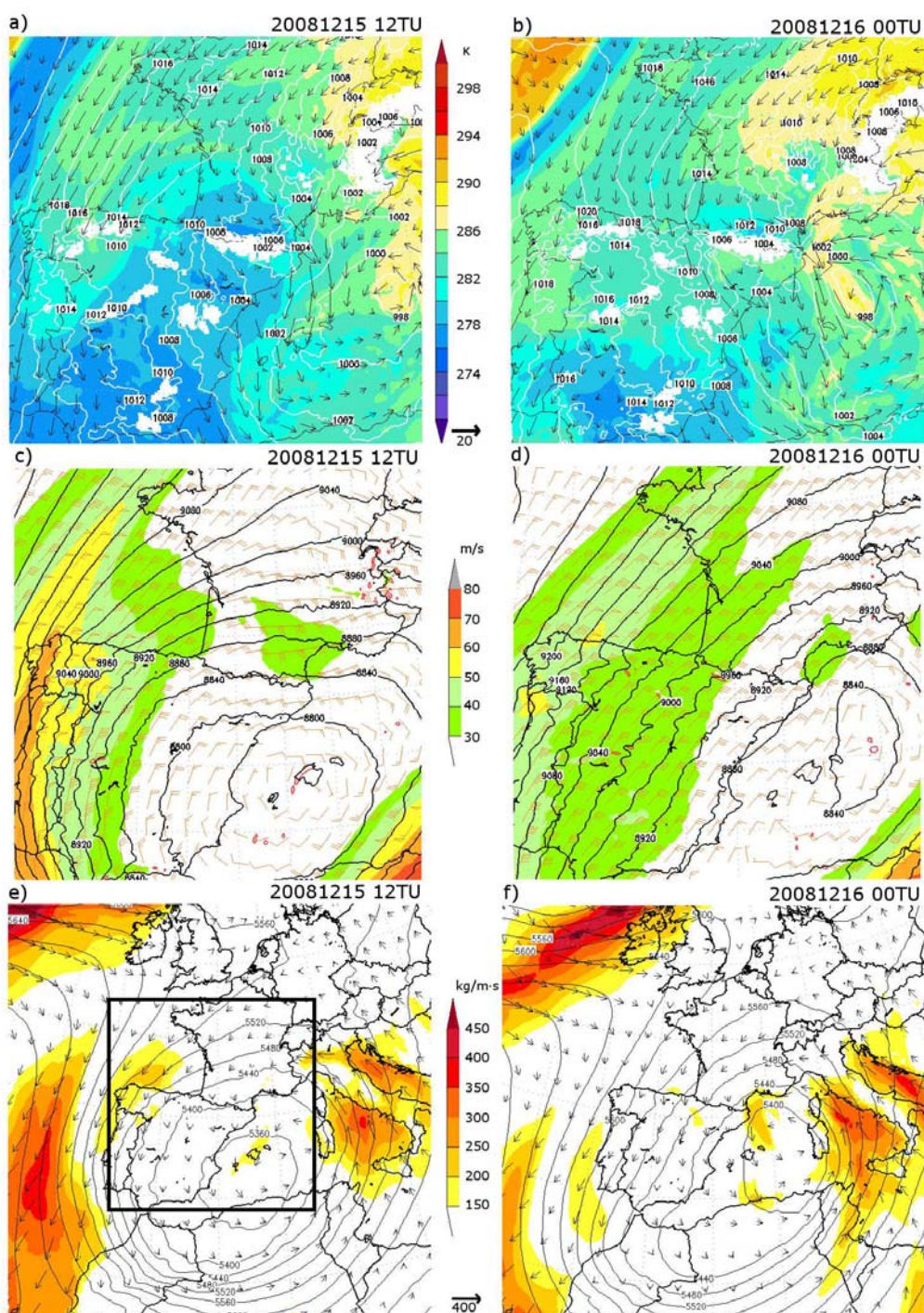


Figura 6.7: Evolució temporal de les condicions sinòptiques durant l'episodi E1: 12 TU 15/12/2008 (columna esquerra) i 00 TU 16/12/2008 (columna dreta). Primera fila (a, b) mostra la pressió en superfície (isolínia blanca, hPa), el vent a 925 hPa (vector referència 20 m/s) i la temperatura potencial equivalent a 850 hPa (fons color, K). Segona fila (c, d) mostra el geopotencial a 300 hPa (isolínia negra, m), direcció i velocitat del vent a 300 hPa (fons de color, m/s). L'última fila (e, f) mostra el geopotencial a 500 hPa (isolínia negra, m) i el flux d'humitat integrat en els primers 3 km de l'atmosfera (fons color, vector referència 400 kg/m·s). El rectangle negre indica l'àrea coberta als gràfics a, b, c i d amb una resolució horitzontal de 8 km.



### Interacció del flux de nord amb els Pirineus

A continuació analitzarem el comportament del flux a l'incidir sobre els Pirineus a partir del càlcul dels diferents paràmetres adimensionals descrits a l'inici d'aquesta secció. Amb el càlcul de les retrotrajectòries iniciades des d'Andorra a les 17 TU del dia 15 de desembre es podrà definir la zona òptima originària del flux que alimentarà els sistemes de precipitació. La figura 6.8a mostra les trajectòries amb una durada de 24 h, la seva posició final es troba en dos localitzacions diferents del nord i sud del Principat d'Andorra amb altituds diferents.

Les retrotrajectòries mostren que el flux incident prové del nord i que a les 12 TU del dia 15 es troben a una latitud de 44° N. A la figura 6.8b s'ha representat el camp d'aigua precipitable (mm) quatre hores més tard de l'inici de les retrotrajectòries. El model mostra valors al voltant dels 10 mm dins l'àrea indicada pel rectangle negre que defineix la zona seleccionada com a representativa de les condicions atmosfèriques riu amunt dels Pirineus. El nombre de Froude i els diagnòstics característics del perfil vertical calculats per aquest episodi (E1), en aquesta zona, es mostren a la taula 6.2. Les condicions a nivells baixos estan dominades per vents dèbils i presenten una elevada estabilitat ( $N=0,01 \text{ s}^{-1}$ ), consegüentment el nombre de Froude humit per aquest flux de nord i una altitud característica dels Pirineus de 2000 m indica un valor de 0,3, suggerint unes condicions poc favorables per a superar la serralada i per tant d'afavorir el bloqueig de la massa d'aire i les precipitacions al vessant nord dels Pirineus com mostra el camp de precipitació (fig. 6.6a).

Taula 6.2: Nombre de Froude predit i característiques del perfil vertical del flux identificat com a representatiu de les condicions atmosfèriques riu amunt dels Pirineus en cadascun dels episodis.

Episodi	Període	U (m/s)	N*100 (1/s)	F <sub>m</sub>
E1	12 TU 15/12/2008	6	1,00	0,3
E2	02 TU 18/12/2008	8	1,00	0,4
E3a	04 TU 07/02/2009	11	0,65	0,8
E3b	16 TU 07/02/2009	10	0,50	1,1
E4	08 TU 11/02/2009	11	0,60	0,9

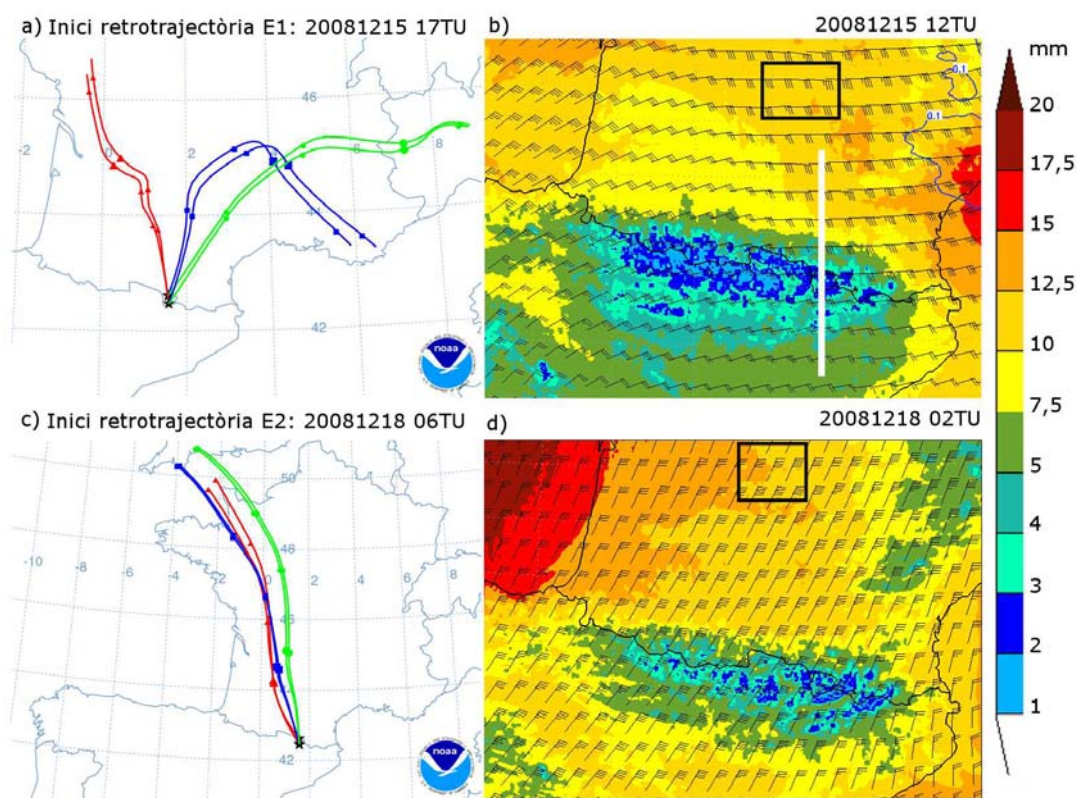


Figura 6.8: Retrotrajectòries de les parcel·les d'aire corresponents als episodis E1 (a) i E2 (c) amb una durada de 24 h i que finalitzen al Principat d'Andorra. Els càlculs s'han fet amb el model HYSPLIT i els anàlisis GDAS. Els símbols sobre les trajectòries indiquen les posicions de les parcel·les cada 6 h i el color les diferents altures d'origen (500, 1000 i 1500 m). A les figures b (E1) i d (E2), s'ha representat: la quantitat d'aigua precipitable (mm, fons color), el vent a 300 hPa i la proporció de mescla de neu a 1 km d'altitud superior a 0,1 g/kg present 4 h abans de la finalització de les trajectòries (isolínia blava). El rectangles negres limiten la zona considerada com a representativa de les condicions atmosfèriques riu amunt dels Pirineus, on s'han calculat les variables mostrades a la taula 6.2. La línia blanca indica l'eix sobre el qual s'ha realitzat el tall nord-sud sobre Andorra mostrat a les figures 6.9, 6.13, 6.14 i 6.18.

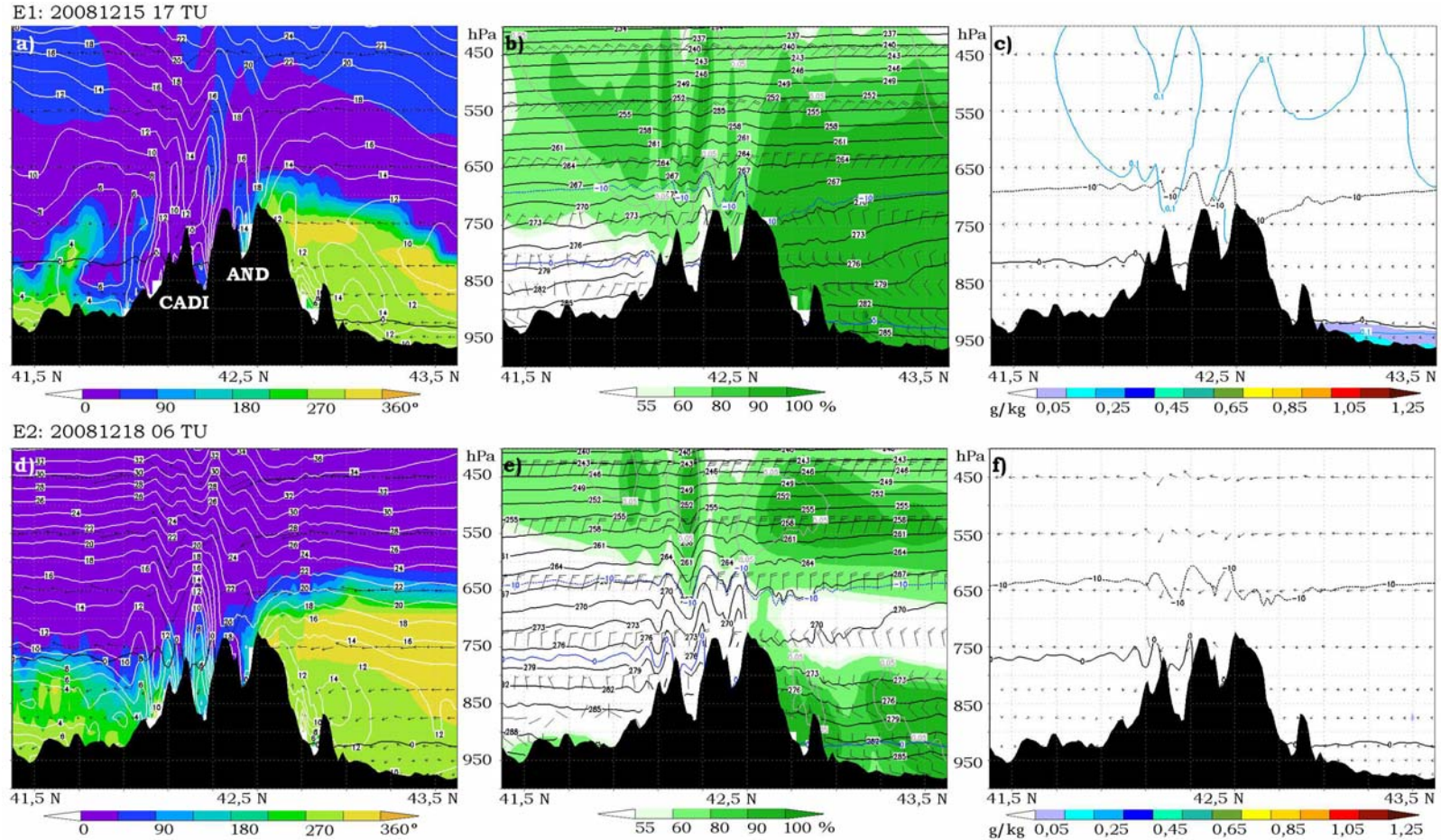


Figura 6.9: Tall vertical nord-sud sobre Andorra de les condicions atmosfèriques presents durant els episodis E1 (15/12/2008 17 TU) i E2 (18/12/2008 06 TU): a, d) direcció del vent ( $^{\circ}$ , fons de color) i velocitat del vent (m/s, isolínia blanca), la component vertical del vent perpendicular a la serralada (vector), isozero (línia negra); b, e) humitat relativa (%),  $\theta_e$  (isolínia negra), el vent, la proporció de mescla del total d'hidrometeors ( $>0,05$  g/kg, isolínia gris); c, f) proporció de mescla de la neu ( $>0,01$  g/kg, isolínia blava) i la precipitació líquida (g/kg, fons de color). Les isolínies blaves/negres mostren les isoterms de  $0$  i  $-10^{\circ}$  C. La localització del tall s'indica a la figura 6.8b.

Per aprofundir en el comportament del flux a l'incidir sobre Andorra, s'ha efectuat un tall vertical en direcció nord-sud, a l'alçada del paral·lel  $1,58^\circ$  E (indicat a la figura 6.8b). La direcció i velocitat del vent representada a la figura 6.9a mostra com al vessant nord dels Pirineus malgrat el domini de les condicions ciclòniques, a nivells baixos fins a 750 hPa, el flux adquireix una clara component d'oest, de manera que es confirma el marcat efecte de bloqueig que exerceixen els Pirineus. A més a més, la velocitat del vent (isolínia blanca) mostra la presència d'un *jet* a nivells baixos (14 m/s) al voltant dels 850 hPa bufant paral·lel a la serralada (*along barrier jet*, en anglès). A partir de 700 hPa, per sobre l'alçada dels cims, el flux no veu modificada la seva direcció mantenint la component nord perpendicular a l'orientació de la serralada. Així doncs tenim un flux amb una important cisalla entre nivells baixos i mitjans-altos. Si ens fixem en la component vertical del vent transversal a la serralada, s'observa que l'ascens del flux a l'aproximar-se a Andorra és bastant dèbil. En canvi, a partir de 750 hPa quan el flux estable de component nord interactua amb la línia de crestes es detecta una pertorbació d'aquest i la formació d'ones de muntanya a sotavent. Així ho mostren les magnituds més elevades d'aquest vector sobre Andorra, com també les oscil·lacions del camp de temperatura potencial equivalent representat a la figura 6.9b.

Pel que fa a la distribució vertical del camp d'humitat relativa, mostrada a la mateixa figura, s'observa el gradient meridional d'humitat present entre els dos vessants. Tot i l'estabilitat, les condicions presents a l'atmosfera permeten que l'humitat del flux sigui prou elevada en tot el perfil vertical i per tant, malgrat el dèbil ascens, la saturació sigui fàcilment assolida. Els màxims d'humitat existents a nivells alts al vessant sud es poden associar a nuvolositat originada pels ascensos dins l'ona de muntanya. La línia grisa, correspon a la proporció de mescla superior a 0,05 g/kg del total d'hidrometeors i dona una referència de l'envolupant de la nuvolositat, en aquest cas bastant compacta al vessant nord i que a nivells alts va creuar la serralada. El detall de la distribució vertical dels hidrometeors al llarg d'aquest tall nord-sud (fig. 6.9c), mostra la presència de precipitació en forma de neu a gairebé totes les cotes al vessant nord del Pirineu fins a la latitud de  $42,6^\circ$  N (centre d'Andorra), tal i com indica l'altitud de la isozero situada a 925 hPa. A sotavent, en canvi, la isozero pateix un ascens molt marcat.

Tot i l'estabilitat i el bloqueig del flux a nivells baixos, tant les observacions com el camp de precipitació modelitzat presenten alguns màxims locals al vessant de sobrevent. Això ens fa sospitar que probablement el mecanisme que actua en la intensificació està relacionat amb el desacoblament dels vents entre nivells baixos i mitjos. Tal i com es descriu al model conceptual mostrat a la figura 3.2 proposat per Houze i Medina (2005), la presència d'un nivell amb forta cisalla afavoreix la circulació turbulenta dins el flux que creua la serralada, de manera que aquesta turbulència al mateix temps potencia el creixement dels hidrometeors per acreció. En aquest cas, el possible creixement dels cristalls de neu per agregació, faria que aquests precipitessin més ràpidament i per tant la intensitat es reforçaria d'una forma molt eficient al vessant de sobrevent. En aquest sentit s'ha detectat que la resolució vertical utilitzada en la modelització no ens ha permès detectar aquest fenomen, i tampoc ho hem pogut fer a partir de les observacions de què es disposava.

### 6.3.2. E2: 18 de desembre del 2008

La matinada del dia 18 a les 02 TU, les altes pressions causades per l'extensió en forma de dorsal de l'anticicló de les Açores s'estenen fins a França (1022 hPa). Aquesta configuració, amb un gradient bàric menys marcat que l'episodi anterior, genera un flux anticiclònic de nord sobre els Pirineus, com mostra el camp de vent a 925 hPa incidint sobre els Pirineus (fig. 6.10a). La massa d'aire present al vessant nord, inicialment molt més freda que en l'episodi anterior ( $\theta_e=276$  K), progressivament és advectada cap a l'est i reemplaçada per una de més càlida i humida provinent de l'oest d'Irlanda (fig. 6.10b).

L'evolució de les figures 6.10c i e, mostren com tant a nivells alts (300 hPa) i mitjans (500 hPa) una dorsal de geopotencial avança des de l'oest dels Pirineus. A nivells alts, un màxim en el camp de vent (40 m/s), orientat meridionalment amb una clara component nord, es desplaça d'oest a est creuant els Pirineus. Pel que fa al flux d'humitat a nivells baixos ( $Q_3$ ; fig. 6.10e, f), s'identifica un màxim canalitzat pel Golf de Lleó, i es confirma el progressiu avanç a l'oest d'Irlanda d'una massa molt més humida gràcies a la marcada circulació zonal que presenten les altes pressions en aquelles latituds. Així doncs, tot apunta que sobre els Pirineus, les altes pressions presents a tots els nivells afavoriran una elevada estabilitat estàtica del perfil vertical atmosfèric sobre aquesta regió.

#### Interacció del flux de nord amb els Pirineus

Per aquest episodi les retrotrajectòries per un període de 24 h des d'Andorra s'han iniciat el dia 18 a les 06 TU. A partir del recorregut seguit per les parcel·les d'aire, mostrat a la figura 6.8c, s'identifica com al cap de quatre hores aquestes es situen a  $44^\circ$  N just al nord i a la mateixa longitud que Andorra. Els valors d'aigua precipitable detectats pel model sobre la regió representativa del flux riu amunt dels Pirineus, indicada pel rectangle negre 6.8d, són de 12,5 mm. Les condicions atmosfèriques del flux en aquesta mateixa regió es calculen a partir del perfil vertical mitjà. Els valors obtinguts (taula 6.2), confirmen l'estabilitat present al vessant nord de la serralada ( $N=0,01$  s<sup>-1</sup>) amb un vent mitjà a nivells baixos perpendicular a la serralada de caràcter dèbilment moderat (8 m/s). Així doncs, tot i el vent lleugerament més intens que en l'episodi anterior, el nombre de Froude humit de 0,4 indica que l'ascens orogràfic al vessant nord dels Pirineus no serà suficient per superar el relleu a causa de l'estabilitat existent.

El tall vertical representat a la figura 6.9 mostra les variables simulades a l'instant d'inici de les retrotrajectòries. El perfil de vent amb component oest fins als 750 hPa (fig. 6.9d), reflecteix com les condicions d'estabilitat causen el bloqueig del flux a la baixa troposfera. Això afavoreix la formació d'un *jet* a nivells baixos paral·lel a la serralada (*along barrier jet*, en anglès) que no s'havia detectat en el camp de vent a 925 hPa en el domini de 8 km (fig 6.10). En canvi, als nivells superiors el flux no es veu modificat i manté la seva component nord al creuar els Pirineus. L'estratificació estable, afavorida per la inversió de subsidència present a nivells mitjos, i mostrada també per les isentropes de  $\theta_e$  al vessant nord (fig. 6.9e) permet la formació d'ones de muntanya a l'interactuar el flux de nord amb els cims. L'ona, al no poder-se propagar cap a nivells superiors per la presència de l'inversió, dóna lloc a vents descendents

### 6.3. Anàlisi mesoescalar

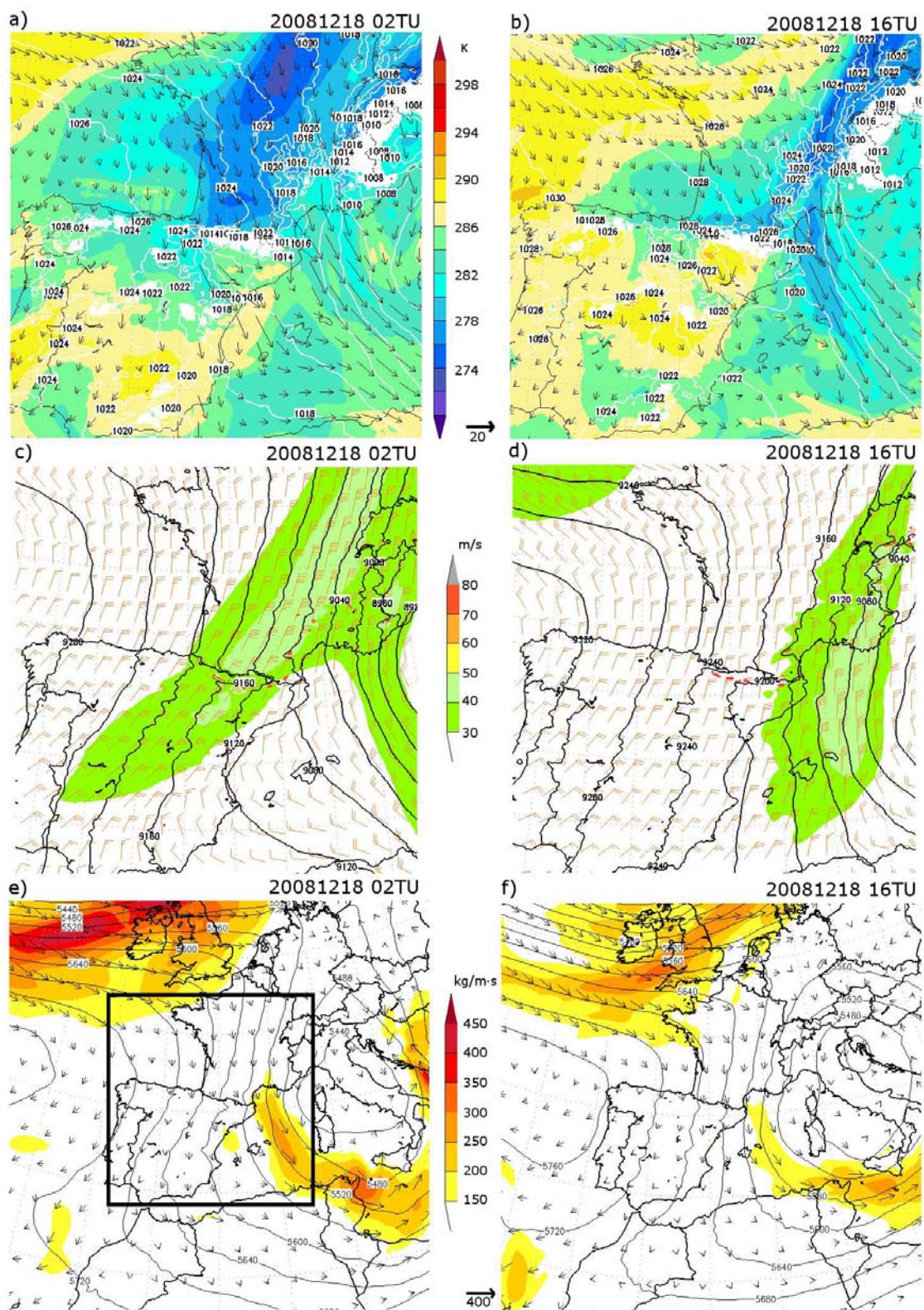


Figura 6.10: Evolució temporal de les condicions sinòptiques durant l'episodi E2: 02 TU 18/12/2008 (columna esquerra) i 16 TU 18/12/2008 (columna dreta). Les variables representades són les mateixes que a la figura 6.7 (veure llegenda).

molt marcats a sotavent dels Pirineus i màxims de 18 m/s a l'extrem sud d'Andorra. Es detecta també un clar desacoblament entre l'altitud de la isozero en els dos vessants del Pirineu (925 hPa versus 750 hPa al sud), de manera que el vessant sud a més d'haver-se mantingut inicialment a recés de l'aire més fred retingut pel relleu, el flux de nord al creuar la serralada pateix una compressió adiabàtica en el seu marcat descens.

El perfil vertical d'humitat reflecteix l'important retenció present a sobrevent, gràcies a l'eficient efecte de barrera que exerceix el relleu. Com ens mostra el contorn de la proporció de mescla del total d'hidrometeors, la nuvolositat poc desenvolupada formada per ascens orogràfic es va limitar al vessant nord sense assolir la línia de crestes. Això es deu a que sota aquestes condicions d'estabilitat el vent a aquest nivell, malgrat mantenir-se perpendicular a la serralada, no era prou fort per a superar-la (15 m/s). A nivells més alts el contingut d'humitat prou elevat va permetre que en les zones amb ascendències, a causa de l'ona de muntanya, es formessin núvols alts i primers. El fet que aquesta nuvolositat fos molt poc compacta fa que en el tall vertical pels diferents tipus d'hidrometeors (fig. 6.9f) no es detecti cap zona amb una proporció de mescla de neu superior al llindar de representació escollit de 0,1 g/kg. En canvi, la component vertical del camp de vent transversal a la serralada ens permet distingir l'oscil·lació associada a l'ona de muntanya, i el dèbil ascens orogràfic al vessant nord dels Pirineus. Aquesta configuració mesoescalar i les característiques termodinàmiques del flux incident estan en concordança amb la precipitació observada per aquest dia. Es tracta d'un episodi molt representatiu dels freqüents casos que tenen lloc quan les condicions anticiclòniques s'instal·len sobre Andorra i a causa de l'ascens orogràfic poc marcat només donen nevades dèbils restringides als relleus prou alts del vessant nord.

### 6.3.3. E3: 7 de febrer del 2009

El matí del dia 7 de febrer, al mateix temps que l'extens nucli de baixes pressions situat al centre d'Europa (988 hPa) injectava sobre els Pirineus aire molt fred provinent de latituds polars ( $\theta_e=278$  K a 850 hPa; fig. 6.11a), a nivells més alts (500 i 300 hPa) l'eix d'un solc de geopotencial creuava la part central de la serralada (fig. 6.11c, e). L'orientació d'aquest eix adquiria una inclinació negativa a causa dels forts vents presents a aquests nivells, com indica la localització del *jet stream* al nord-oest de la Península i cargolant-se a la base del solc (fig. 6.11c). En el camp de vent a 925 hPa es distingeix com la component nord-oest ben marcada sobre l'Atlàntic adquireix una direcció més zonal d'oest a l'aproximar-se als Pirineus, això també succeïx als nivells més alts a causa de la localització de la base del solc.

A mida que evoluciona l'episodi, la tarda del dia 7 (16 TU), amb l'avanç cap a l'est de les baixes pressions l'advecció d'aire fred assoleix el seu màxim ( $\theta_e=273$  K; fig. 6.11b), amb un descens molt marcat també a nivells mitjans i alts. A Andorra, la nit del dia 8 de febrer (00 TU) les temperatures van assolir valors de fins  $-14^\circ$  C a la cota 2000 m. És en aquesta segona fase que el vent, a més de reforçar-se, adquireix una component de nord-oest generalitzada a tots els nivells, intensificant així la component transversal a la serralada. El *jet stream* es situa ara sobre la meitat oest de la Península (fig. 6.11d), on s'afavoriran les ascendències a escala

### 6.3. Anàlisi mesoescalar

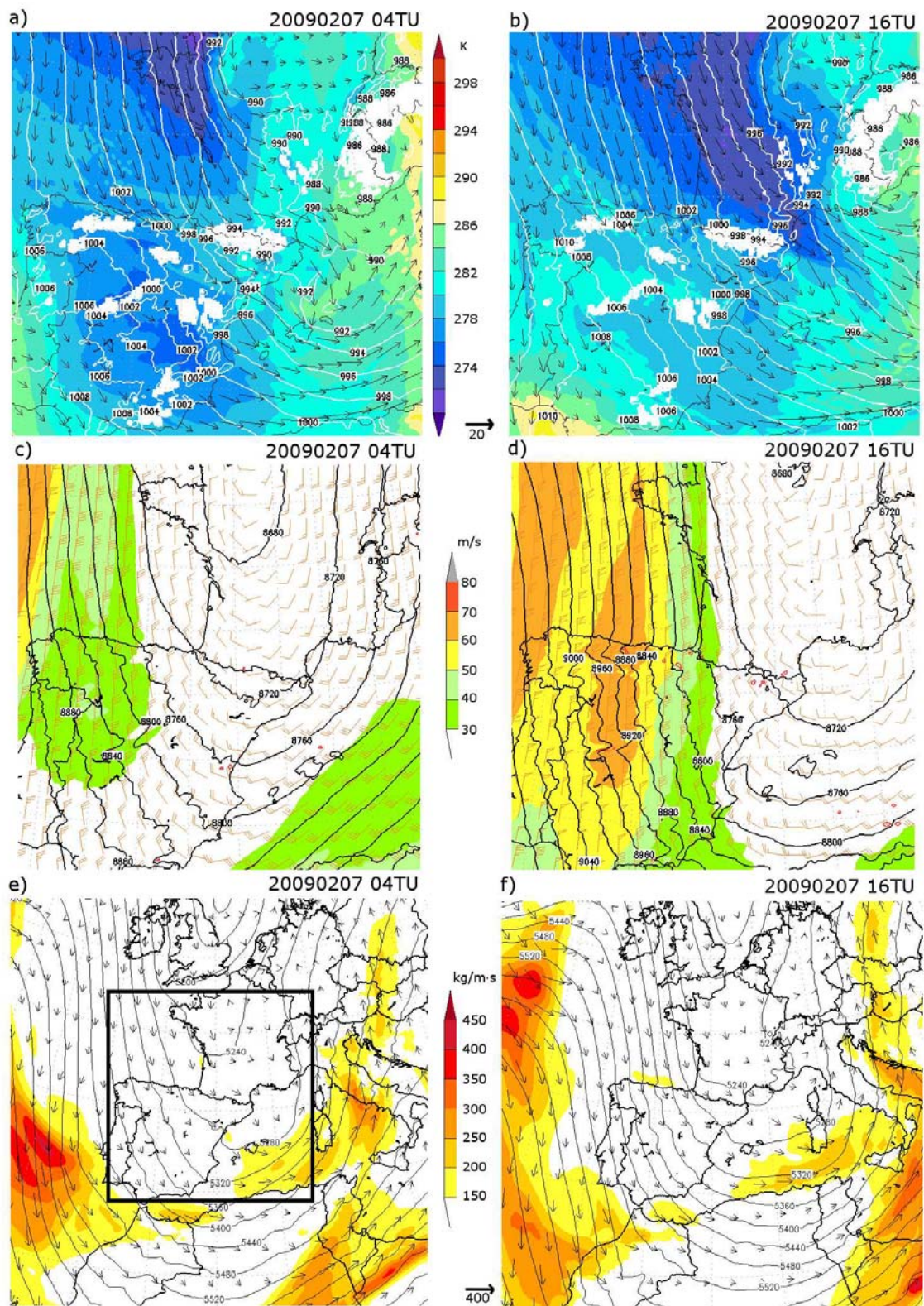


Figura 6.11: Evolució temporal de les condicions sinòptiques durant l'episodi E3: de les 04 TU 07/02/2009 (columna esquerra) a les 16 TU 07/02/2009 (columna dreta). Les variables representades són les mateixes que a la figura 6.7 (veure llegenda).



sinòptica coincidint amb l'esquerra de la seva sortida. Pel que fa a l'evolució del flux d'humitat ( $Q_3$ ; fig. 6.11e, f), tot i la marcada advecció de la massa d'aire des de latituds septentrionals aquesta era massa freda perquè el transport d'humitat superés els 150 kg/m·s sobre els Pirineus.

### Interacció del flux de nord amb els Pirineus

Per aquest episodi, en què les condicions sinòptiques semblen evolucionar cap a una configuració més idònia per a les precipitacions orogràfiques, s'han seleccionat dos instants pel càlcul de les retrotrajectòries. Amb això es vol detectar, si per un mateix episodi el flux riu amunt de la serralada pot veure modificades les seves propietats, tant dinàmiques com termodinàmiques, en poques hores i com això pot afectar la interacció d'aquest amb la serralada i el mateix camp de precipitació. Les retrotrajectòries iniciades tant durant la primera part de l'episodi (09 TU del dia 7 de febrer; fig. 6.12a), com en la segona (20 TU del dia 7 de febrer; fig. 6.12c), indiquen que la zona característica del flux riu amunt dels Pirineus correspon a la mateixa àrea: al nord-oest d'Andorra en direcció Bordeus a una latitud de 44° N. Els valors d'aigua precipitable modelitzats pels dos instants en què les parcel·les d'aire es troben sobre aquesta regió d'alimentació, inicialment era de 10 mm i més tard disminueix fins a 7,5 mm (fig. 6.12b, d).

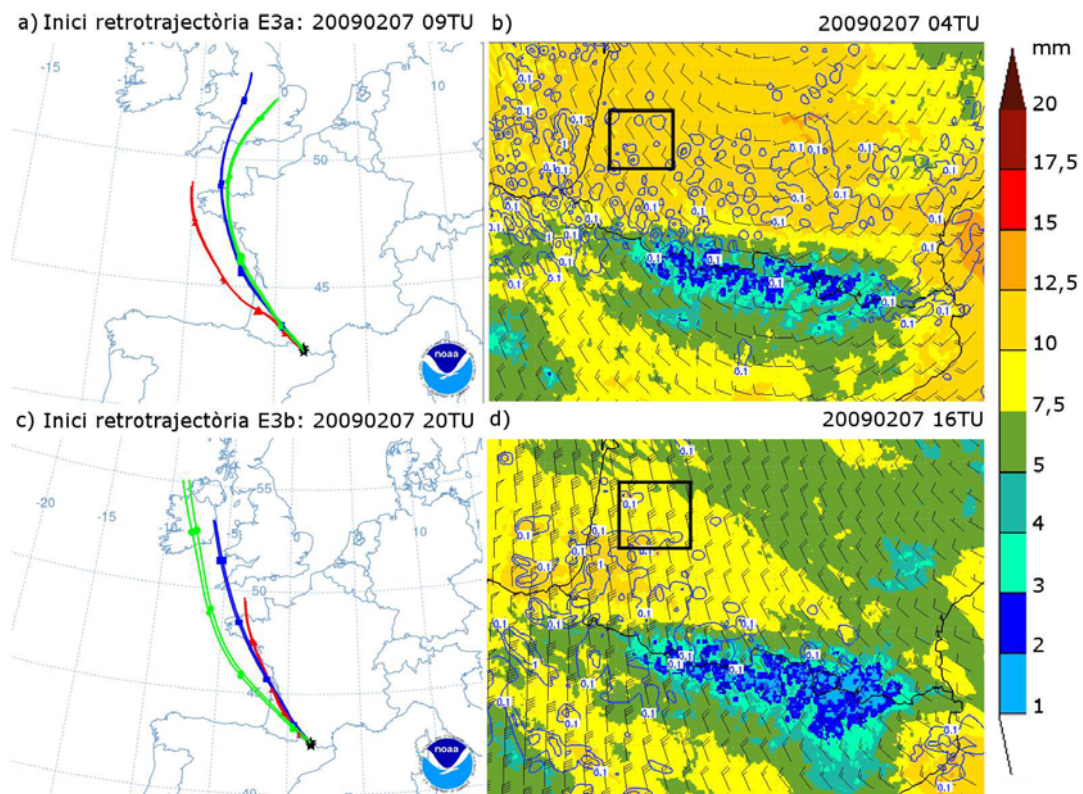


Figura 6.12: Retrotrajectòries de les parcel·les d'aire corresponents a les dues fases de l'episodi E3. La llegenda és la mateixa que la figura 6.8.

La taula 6.2 mostra l'evolució del vent mitjà a nivells baixos i les condicions d'estabilitat. A

diferència dels dos episodis anteriors, en conjunt, es detecta un reforç de la component del flux transversal a la serralada (10-11 m/s) i un caràcter menys estable de la condicions atmosfèriques ( $0,65-0,05 \text{ s}^{-1}$ ). Es té doncs un flux que es caracteritza per un  $F_m$  que varia entre 0,8 a l'inici de l'episodi i 1,1 a la segona part. Per tant, inicialment, el règim esperat correspon al d'un flux dèbilment bloquejat que progressivament adquirirà valors de  $F_m$  propers a 1, fase en què el flux es defineix com a crític en estudis idealitzats, es considera que la precipitació més intensa probablement tindrà lloc a l'alçada de la línia de crestes (Colle, 2004).

A partir dels talls verticals identificarem les diferències entre les dues fases de l'episodi (fig. 6.13 i 6.14). Primer de tot, si ens fixem en el perfil vertical del camp de vent, s'observa com per aquest episodi no existeix una cisalla marcada en la direcció del flux, sinó que tot el perfil vertical es manté dins el tercer quadrant. Durant la primera fase (fig. 6.13a), però, a nivells baixos fins a 850 hPa, la component oest del flux paral·lela als Pirineus reflecteix el règim de bloqueig com ja indicava el valor de  $F_m$ . Destaca el gradient vertical en la intensitat del vent al vessant nord, més reforçat a la meitat inferior (12-18 m/s) que no pas a nivells mitjans i alts, amb un mínim a 450 hPa (4 m/s). En el perfil vertical s'observa la humitat restringida a sobrevent (fig. 6.13b), amb la formació de nuvolositat de retenció fins a  $42,5^\circ \text{ N}$  (meitat nord d'Andorra). Tot i l'ascens orogràfic inicialment poc marcat per la naturalesa encara massa estable del flux incident en aquesta fase, la proporció de mescla superior a  $0,1 \text{ g/kg}$  (fig. 6.13c) permet detectar la nevada dèbil als cims. La isozero es situa clarament prop de la superfície en ambdós vessants, i la isoterma de  $-10^\circ \text{ C}$ , inicialment al voltant dels 2500 m al vessant nord, va baixar fins a 2000 m en concordança amb les observacions, de manera que el model va capturar clarament la intensa advecció d'aire fred observada en aquest episodi.

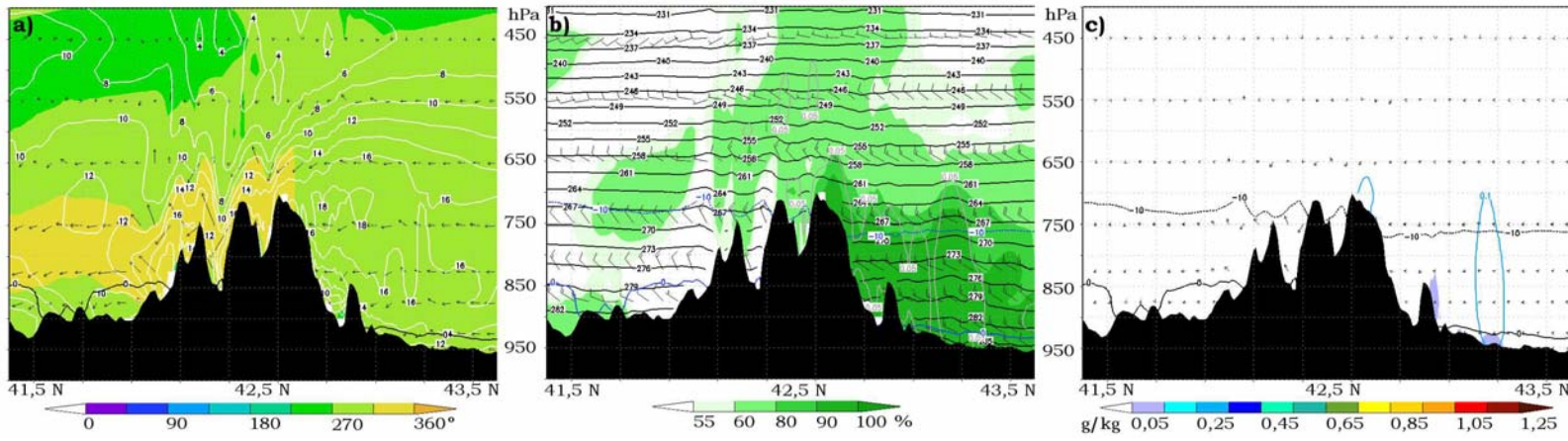


Figura 6.13: Tall vertical nord-sud sobre Andorra de les condicions atmosfèriques durant l'episodi E3a (07/02/2009 09 TU). Les variables representades són les mateixes que la figura 6.9 (veure llegenda).

92

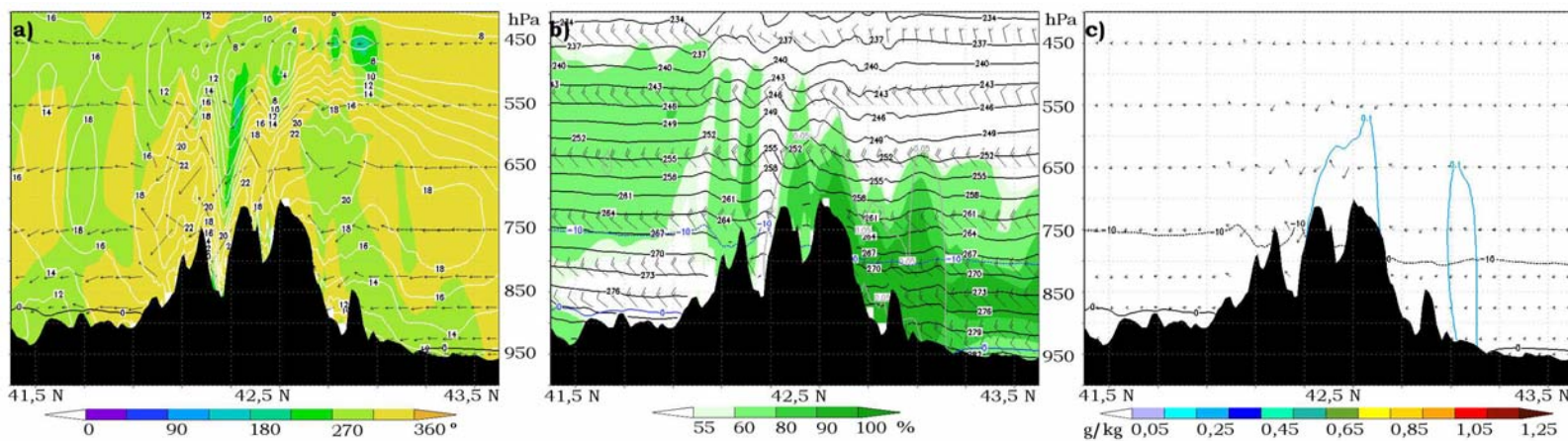


Figura 6.14: Tall vertical nord-sud sobre Andorra de les condicions atmosfèriques durant l'episodi E3b (07/02/2009 20 TU). Les variables representades són les mateixes que la figura 6.9 (veure llegenda).

Durant la segona fase, en què el flux adquireix una component nord-nord-oest més perpendicular a la serralada, el canvi més significatiu esdevé en la distribució vertical de la intensitat del vent. A nivells mitjans, a diferència de la fase anterior, es detecta un reforç amb un màxim de 20 m/s entre 700 i 600 hPa (fig. 6.14a). Aquest canvi en el camp de vent afavoreix que la component vertical del vent - i per tant l'ascens orogràfic - sigui més marcat especialment entre els 800 i 750 hPa. El patró del perfil vertical d'humitat i de nuvolositat és molt similar a l'inicial, però amb un matís important: aconseguix creuar la serralada estenent-se fins just al límit sud del principat d'Andorra (42,4° N; fig. 6.14b). Com s'observa en la distribució vertical de la neu (fig. 6.14c), es detecta un nucli de precipitació just sobre Andorra a la línia de crestes tal i com ens suggerien les noves característiques del flux riu amunt dels Pirineus ( $F_m=1,1$ ). Dues causes són les que permeten que la nevada s'estengui fins al sud del Principat, la primera com ja hem vist és la modificació en les propietats dinàmiques i termodinàmiques del flux, i la segona contribució es deu al vent fort a nivell de crestes que fàcilment transporta els cristalls de neu cap al sud on precipitaran. Tot i això, en aquest episodi, dominat per la presència d'una massa d'aire molt freda, cal mencionar que les característiques del flux propicien la formació de l'efecte Foehn a sotavent dels Pirineus com es pot identificar a les figures 6.14a i b. La precipitació d'origen orogràfic consumeix el contingut de vapor d'aigua disponible i després l'aire ja més sec durant el seu descens adiabàtic pateix un escalfament més marcat que actua molt eficientment a reforçar el vent als fons de vall a sotavent d'Andorra.

Després de l'anàlisi de la interacció del flux de nord amb els Pirineus, es pot afirmar que la dinàmica descrita pel model durant les dues fases de l'episodi és consistent amb la precipitació observada a Andorra.

#### 6.4. Anàlisi detallada de l'episodi E4: 11 de febrer del 2009

Aquest apartat es centra en l'anàlisi més detallada de l'episodi E4. Es descriurà la seva evolució mesoescalar i els factors que van afavorir la intensa nevada en ambdós vessants dels Pirineus i que es va estendre fins gairebé un centenar de quilòmetres al vessant sud dels Pirineus.

Primer de tot, examinarem com van evolucionar les condicions atmosfèriques sobre els Pirineus. La nit del dia 11 de febrer (00 TU), el front fred que el dia 10 havia creuat la Península es situava ja davant la costa del nord d'Àfrica, de manera que la massa d'aire que afectava els Pirineus presentava valors de  $\theta_e$  baixos (276 K a 850 hPa). La persistència de la configuració en superfície, amb altes pressions a l'oest i baixes a l'est de la serralada, estableixen una circulació ben marcada del nord-oest a la baixa troposfera com indica el camp de vent a 925 hPa (fig. 6.15a). A nivells alts (300 hPa; fig. 6.15c), un extens solc al camp de geopotencial amb un eix d'inclinació positiva es situava sobre la meitat oest d'Europa riu avall d'una depressió tancada associada al profund cicló en superfície situat a l'est d'Anglaterra (fig. 6.15e). Inicialment la circulació en alçada mostrava la presència de dos màxims de vent (60 m/s), el primer sobre el Mediterrani a la part de davant del solc amb curvatura ciclònica. El segon a l'oest del solc, zona on una marcada dorsal centrada sobre l'Atlàntic adquiria una clara component de nord-oest.

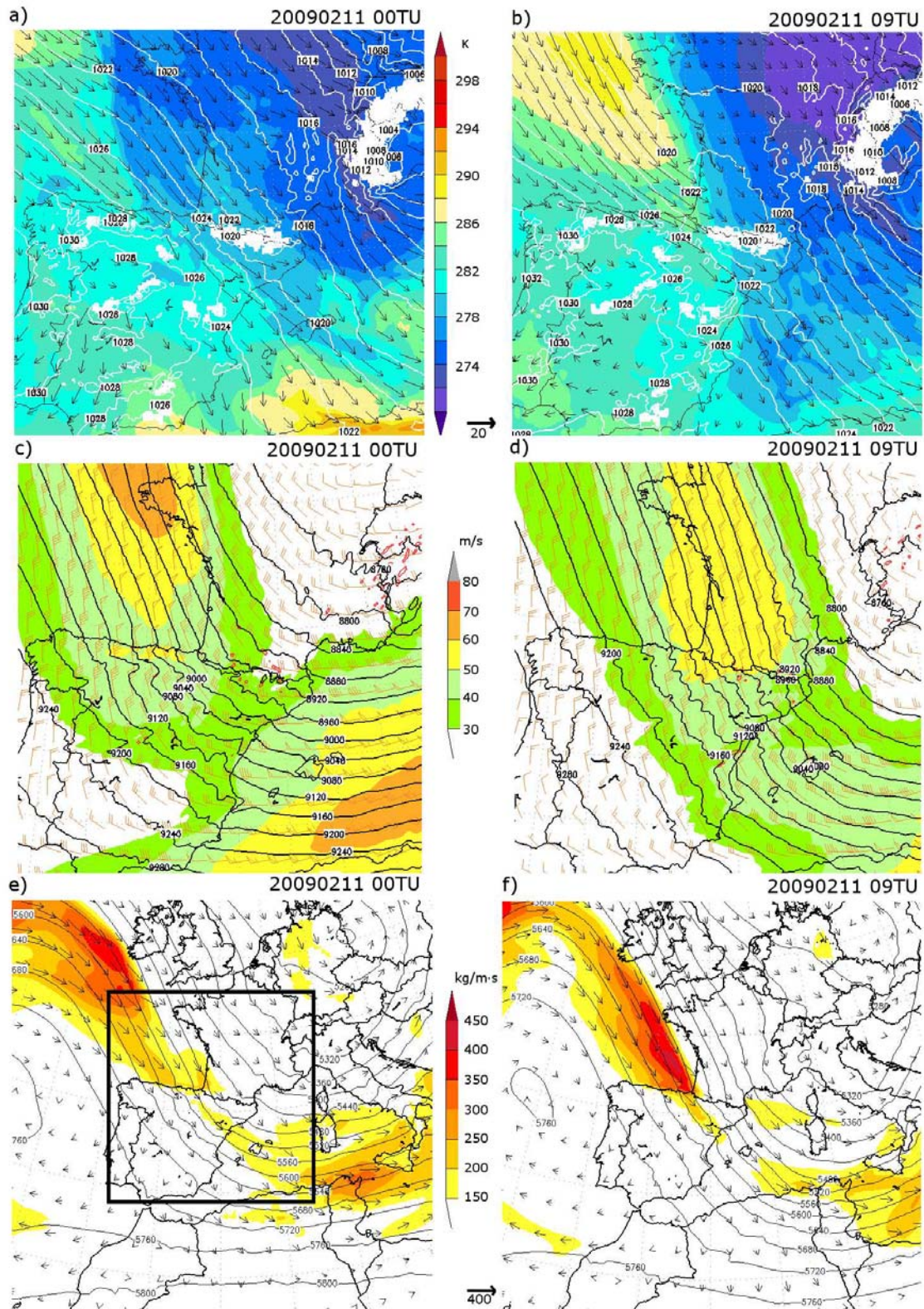


Figura 6.15: Evolució temporal de les condicions sinòptiques durant l'episodi E4: 00 TU 11/02/2009 (columna esquerra) i 09 TU 11/02/2009 (columna dreta). Les variables representades són les mateixes que a la figura 6.7 (veure llegenda).

La configuració detectada a 500 hPa és anàloga als nivells superiors (fig. 6.15e). A la mateixa figura, a més a més, s'hi identifica que el fort gradient de geopotencial entre el solc i la dorsal subtropical afavoreix una zona amb un elevat transport d'humitat amb valors de  $Q_3$  superiors a 350 kg/m·s.

Al llarg de les següents hores, en què la precipitació es generalitza al vessant nord dels Pirineus, el solc a 300 hPa progressa lentament cap a l'est, aprofundint-se i situant ara el seu eix sobre Itàlia. Mentrestant, la dorsal que es manté estacionària també s'amplifica, de manera que el *jet* de component nord-oest, menys intens (50 m/s), avança des de la Bretanya francesa fins just sobre els Pirineus (fig. 6.15d). Tot i la presència d'aquest màxim de vent, la precipitació observada en forma de banda estreta al vessant nord, no es troba situada sota les zones típicament favorables als ascensos relacionats amb el forçament causat pel *jet* (zona dreta a l'entrada i zona esquerra de la sortida del *jet*; Uccellini i Johnson (1979)). L'entrada de la dorsal s'acobla amb la circulació anticiclònica en superfície de manera que el flux de nord-oest es detecta a tots els nivells; això afavoreix el transport del vapor d'aigua al llarg d'aquesta banda estreta en direcció sud-est directament sobre el vessant nord dels Pirineus (fig. 6.15f). L'arribada d'aquesta banda amb elevats valors de  $Q_3$ , es reflecteix en superfície amb l'advecció d'una massa d'aire amb valors de  $\theta_e$  a 850 hPa 10° C superior a la que hi havia a l'inici de l'episodi, delimitant una frontera amb un gradient de temperatura i una cisalla en el camp de vent molt forts. És en el límit frontal on interaccionen aquestes dues masses d'aire amb característiques molt diferents, una de càlida i molt humida i l'altra molt freda, que es detecta una zona de confluència dels vents a nivells baixos (925 hPa; fig. 6.15b). Aquesta configuració sinòptica en alçada també ha estat identificada en altres episodis amb nevades intenses que es van estendre al vessant sud dels Pirineus (Esteban, 2007).

##### 6.4.1. Transport del vapor d'aigua: detecció d'un *atmospheric river*

En aquest punt cal fer èmfasi en la presència d'aquest corrent atmosfèric en forma de banda estreta i allargada amb un elevat transport d'humitat a nivells baixos de la troposfera (primers 3 km) descrita a l'apartat anterior. Aquest tipus d'estructura en altres regions del món es coneix com riu atmosfèric o *atmospheric river* en anglès (Newell et al., 1992; Zhu i Newell, 1998). Es tracta de zones amb un contingut d'humitat anòmal, l'origen de les quals s'atribueix a adveccions d'humitat des dels tròpics, a convergències locals d'humitat a la capa límit marina o bé a una combinació dels dos processos. A la costa oest dels Estats Units, a Califòrnia, fa anys que s'ha detectat que la majoria d'inundacions associades a episodis de precipitació intensa són causades per la interacció d'un *atmospheric river* (d'ara en endavant AR) amb els relleus litorals (Neiman et al., 2008a; Ralph i Dettinger, 2011; Ralph et al., 2004). De fet, l'orientació nord-sud d'aquests relleus, perpendicular a la direcció del flux més freqüent dels AR, la converteix en una regió altament exposada als seus efectes ja que la precipitació originada per ascens orogràfic hi és fortament intensificada. Recentment, en altres regions del món, també s'ha identificat l'empremta dels AR en episodis de precipitació intensa, com són el cas de la Gran Bretanya (Lavers et al., 2011) i la costa oest de Noruega a Europa

(Stohl et al., 2008) o bé a la zona dels Andes xilens a l'Amèrica del Sud (Viale et al., 2013). Les serralades d'ambdues regions es troben a la costa oest del país i s'orienten en un eix nord-sud com el cas de la costa de Califòrnia. En el treball de Neiman et al. (2008b) es defineix el transport de vapor integrat entre 1000 i 300 hPa (IVT en kg/m·s) com a diagnòstic clau per detectar un AR, i s'identifiquen com a remarcables els fluxos que excedeixen els 300 kg/m·s pels episodis succeïts a Califòrnia; aquest llinar varia probablement segons l'estació de l'any i la localització. A més de la presència de l'AR que garanteix l'aport continu d'humitat sobre una regió determinada, cal que existeixi un mecanisme d'ascens que permeti transformar tot aquest combustible en precipitació. Majoritàriament, aquest ascens és desencadenat pel relleu, però en la seva absència, els límits frontals, les pertorbacions a nivells alts o altres forçaments com l'ascens isentròpic poden contribuir a desencadenar-lo.

Així doncs, el dia 11 al matí sobre els Pirineus el camp  $Q_3$  del model mostra la presència d'un AR amb un contingut d'humitat superior a 350 kg/m·s als primers 3 km. Aquest valor és molt remarcable si es té en compte que es tracta d'un episodi hivernal i a més la variable  $Q_3$ , a diferència de l'IVT, només quantifica el flux de vapor d'aigua en els primers 3 km de l'atmosfera. A més a més, la circulació meridional forçada per la configuració sinòptica, tant a nivells alts com baixos, garanteix que el flux incideixi gairebé perpendicularment a la serralada. A partir de les observacions mitjançant satèl·lit (fig. 6.16; Wimmers i Velden (2011)) es pot confirmar la presència i evolució d'un flux d'humitat des de latituds equatorials a l'est d'Estat Units, forçat inicialment per la circulació ciclònica d'una zona de baixes pressions que avança cap a l'est i a continuació adquireix una component anticiclònica a causa de les altes pressions centrades sobre les Açores (fletxa blanca). A diferència dels casos identificats a altres regions del món, els Pirineus formen una barrera orogràfica amb orientació oest-est fet que la converteix en una serralada menys exposada a la direcció del flux més freqüent dels AR. Amb tot, es pot dir que la situació compleix tots els requisits per desencadenar un episodi de precipitació intensa excepcional.

#### 6.4.2. Interacció del flux de nord amb els Pirineus

El càlcul de les retrotrajectòries iniciades a les 14 TU del dia 11, instant en què la precipitació va creuar al vessant sud i es va intensificar a Andorra, mostren l'avanç de les partícules al llarg de l'eix nord-oest/sud-est amb origen a la regió on el contingut d'aigua precipitable és superior a 15 mm, el valor més elevat dels episodis analitzats fins ara (fig. 6.17a, b).

Pel que fa a les característiques de la baixa atmosfera a la zona d'origen de les retrotrajectòries indicades a la taula 6.2, s'observa que el nombre de Froude humit durant aquesta fase de l'episodi i per una altitud característica dels Pirineus de 2000 m és de 0,9. Aquest règim crític del flux és conseqüència d'un flux moderat de 11 m/s i una freqüència de Brunt-Vaisala de 0,006 que indica una estabilitat baixa. Aquest resultat explica parcialment la distribució espacial observada en aquest episodi, ja que només suggereix que el flux tindrà prou energia per a no ser bloquejat pel relleu i l'ascens orogràfic al vessant nord afavorirà la precipitació en aquest zona de la serralada propagant-se fàcilment fins la línia de crestes. En cap cas explica

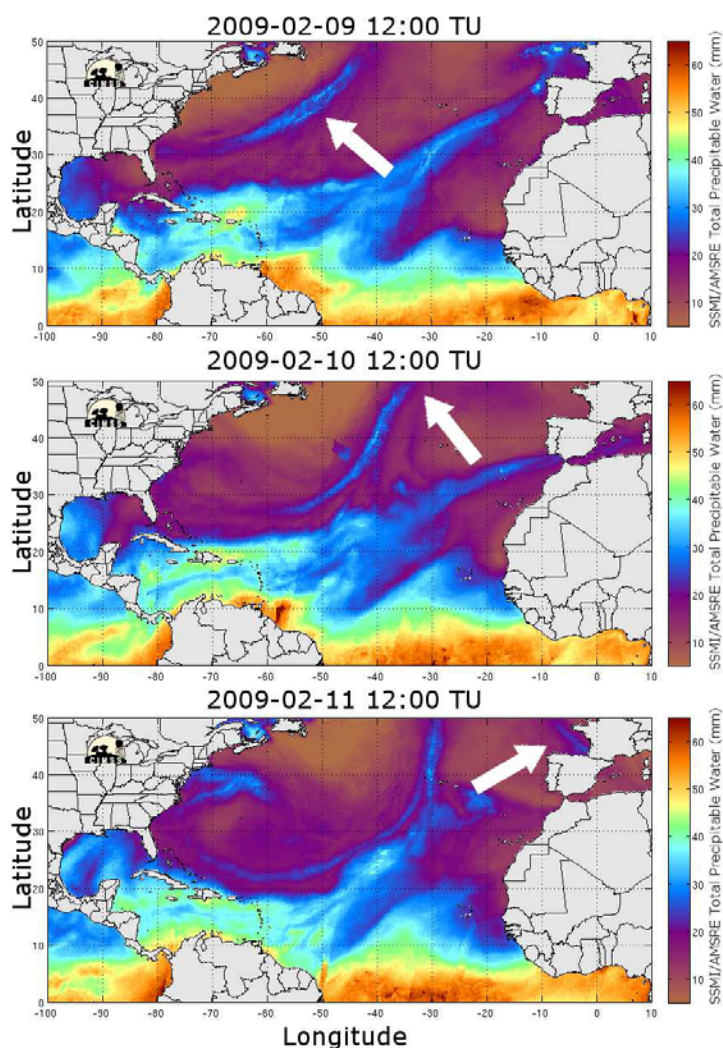


Figura 6.16: Evolució del total d'aigua precipitable (mm) els dies previs a l'episodi E4. Producte MIMIC-TPW (Morphed Integrated Microwave Imagery at CIMSS - Total Precipitable Water) que es genera a partir de les dades obtingudes en els sensors SSM/I del satèl·lit DMSP-13/14 i el sensor AMSR-E al satèl·lit Aqua. La fletxa blanca indica l'evolució de l'AR.

l'extensió cap al vessant sud. Per això cal analitzar el tall vertical nord-sud sobre Andorra simulat pel model en el domini de 2 km de resolució horitzontal que es mostra a la figura 6.18.

En el perfil vertical del vent a les 14 TU del dia 11 de febrer es distingeix el notable predomini de la component nord-oest a tots els nivells. La diferència més evident respecte als altres episodis es troba en la distribució vertical de la força del vent. A nivells baixos, fins a 800 hPa, els vents es presenten molt debilitats (4 m/s). En canvi, a partir d'aquest nivell, es reforcen considerablement amb l'altitud de manera que s'identifica una capa entre 750 i 650 hPa amb una forta cisalla a nivell dels cims on s'hi detecta un increment dels 14 als 30 m/s (fig. 6.18a). Als nivells superiors, amb la presència simultània del *jet stream*, es manté el gradient vertical de velocitat amb un màxim de 46 m/s a 400 hPa. La component vertical del vent transversal a la serralada, no mostra uns ascensos molt marcats, ni tampoc una pertorbació al creuar la



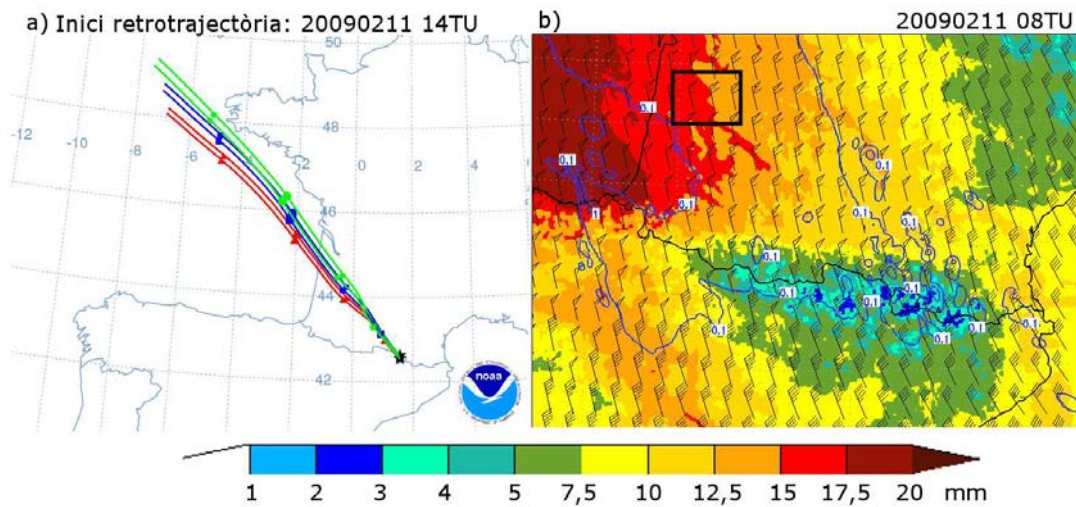


Figura 6.17: Retrotrajectòries de les parcel·les d'aire corresponents a l'episodi E4. La llegenda és la mateixa que la figura 6.8.

serralada que assenyali la formació d'ones de muntanya per aquest episodi. El que sí indica, és un patent predomini de la component meridional, en direcció sud, del fort vent existent a partir dels 750 hPa.

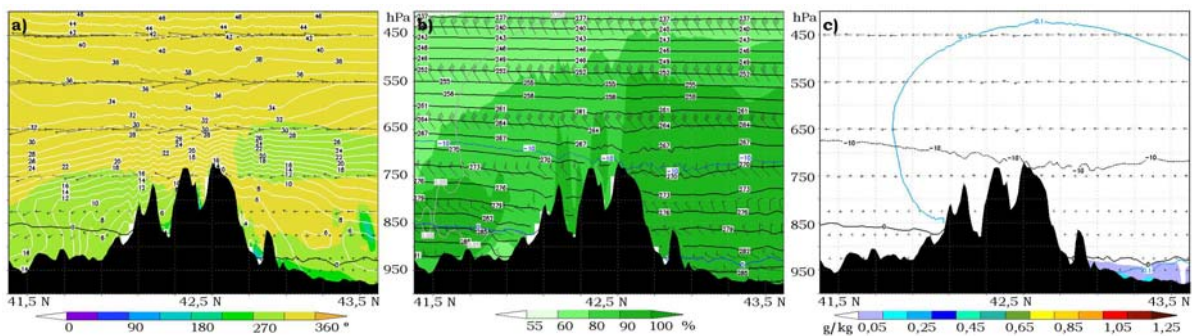


Figura 6.18: Tall vertical nord-sud sobre Andorra de les condicions atmosfèriques durant l'episodi E4 (11/02/2009 14 TU). Les variables representades són les mateixes que la figura 6.9 (veure llegenda).

La distribució vertical d'humitat representada a la figura 6.18b posa de manifest que el flux incident contenia una elevada quantitat de vapor d'aigua, no només a nivells baixos sinó que s'estenia fins els 8 km, de manera que la nuvolositat va adquirir un espessor molt remarcable com indica la isolínia de color gris corresponent al contingut total d'hidrometeors superiors als 0,05 g/kg. A més de l'important extensió vertical, l'elevat contingut d'humitat i la nuvolositat es va estendre àmpliament en direcció sud a sotavent de la serralada com bé mostra la mateixa figura. L'altitud de la isozero per sota els 1000 m i la isoterma de  $-10^{\circ}\text{C}$  prop dels cims evidencia la naturalesa de la massa d'aire marcadament freda.

Tot i l'elevat contingut d'humitat i l'extensa nuvolositat cal veure també les característiques de la distribució vertical dels diferents hidrometeors simulats pel model. La figura 6.18c mostra

clarament com els cristalls de neu dominen en la composició de la nuvolositat (isolínia blava) i la precipitació a tot el Pirineu. Probablement, l'elevat contingut de vapor d'aigua a nivells alts va permetre el creixement inicial dels cristalls de gel per deposició que fàcilment van adquirir una mida suficient per créixer posteriorment mitjançant l'agregació dels cristalls de neu. Aquest procés segurament va ser una de les causes de la intensificació de la nevada. La neu, per la seva baixa densitat, és fàcilment transportada pel vent de manera que durant aquesta fase de l'episodi, el vent fort detectat a partir de la línia de crestes va actuar com un element clau perquè la nevada simulada pel model s'estengués al vessant sud dels Pirineus com mostra la figura 6.6, consistent amb les observacions (fig. 6.4d).

#### 6.4.3. Intensificació de la precipitació riu amunt dels Pirineus

En aquest apartat ens centrarem en l'anàlisi del màxim de precipitació detectat com una banda allargada i estreta des de l'Atlàntic fins al peu del vessant nord dels Pirineus (fig. 6.6d). La seva localització lluny de la serralada, permet afirmar que el factor desencadenant del sistema de precipitació associat a aquest màxim no es pot vincular al mecanisme d'ascens orogràfic. S'han seleccionat dos instants del dia 11 de febrer per mostrar l'evolució de la interacció entre l'AR i els Pirineus: inicialment a les 10 TU l'AR es situa clarament al vessant nord i durant les següents hores es detecta com aquest creua la serralada (14 TU 11/2/2009). A la figura 6.19 s'han representat pels dos instants seleccionats diferents camps microfísics, tant la seva distribució espacial, com els talls verticals mitjans orientats en direcció oest-est gairebé perpendiculars a l'eix de la banda de precipitació. Les zones escollides pels talls s'indiquen mitjançant els rectangles R1 i R2, i s'han definit al llarg de la banda de precipitació, acostant-se progressivament a la serralada.

A l'evolució de la distribució espacial de la proporció de mescla d'aigua de pluja al nivell de 925 hPa, entre les 10 i les 14 TU, s'hi distingeix clarament un màxim en forma de banda allargada i estreta que avança cap a l'est (fig. 6.19a, b). La seva posició en els dos instants de temps seleccionats coincideix amb la localització i la distribució espacial del màxim de precipitació horari pel mateix període (no es mostra), de manera que l'estructura situada riu amunt dels Pirineus és la que va produir les intensitats horàries de precipitació més rellevants durant l'episodi. La distribució de la proporció de mescla de neu superior a 0,1 g/kg a 3 km d'altitud (isolínia blava) permet distingir l'extensió de la nuvolositat. Inicialment cobria gairebé tota l'amplada de la serralada, i a continuació com mostra l'evolució durant el matí del dia 11, va creuar-la íntegrament afectant en un inici els primers relleus al vessant sud i més endavant una zona més extensa a sotavent de l'extrem oriental.

En aquesta fase de l'episodi caracteritzada per l'arribada de l'AR als Pirineus (10 TU), el camp de vent a 850 hPa mostra una important discontinuïtat tant en la direcció com en la intensitat. Aquesta discontinuïtat sembla estar lligada a la zona amb un marcat gradient de  $\theta_e$  identificat a la figura 6.15b, que s'orienta paral·lel a la direcció del flux (nord-nord-oest) i coincideix amb el màxim de precipitació. Tot apunta que el límit frontal identificat en aquesta zona és un clar candidat com a mecanisme d'ascens que va actuar en aquesta regió.

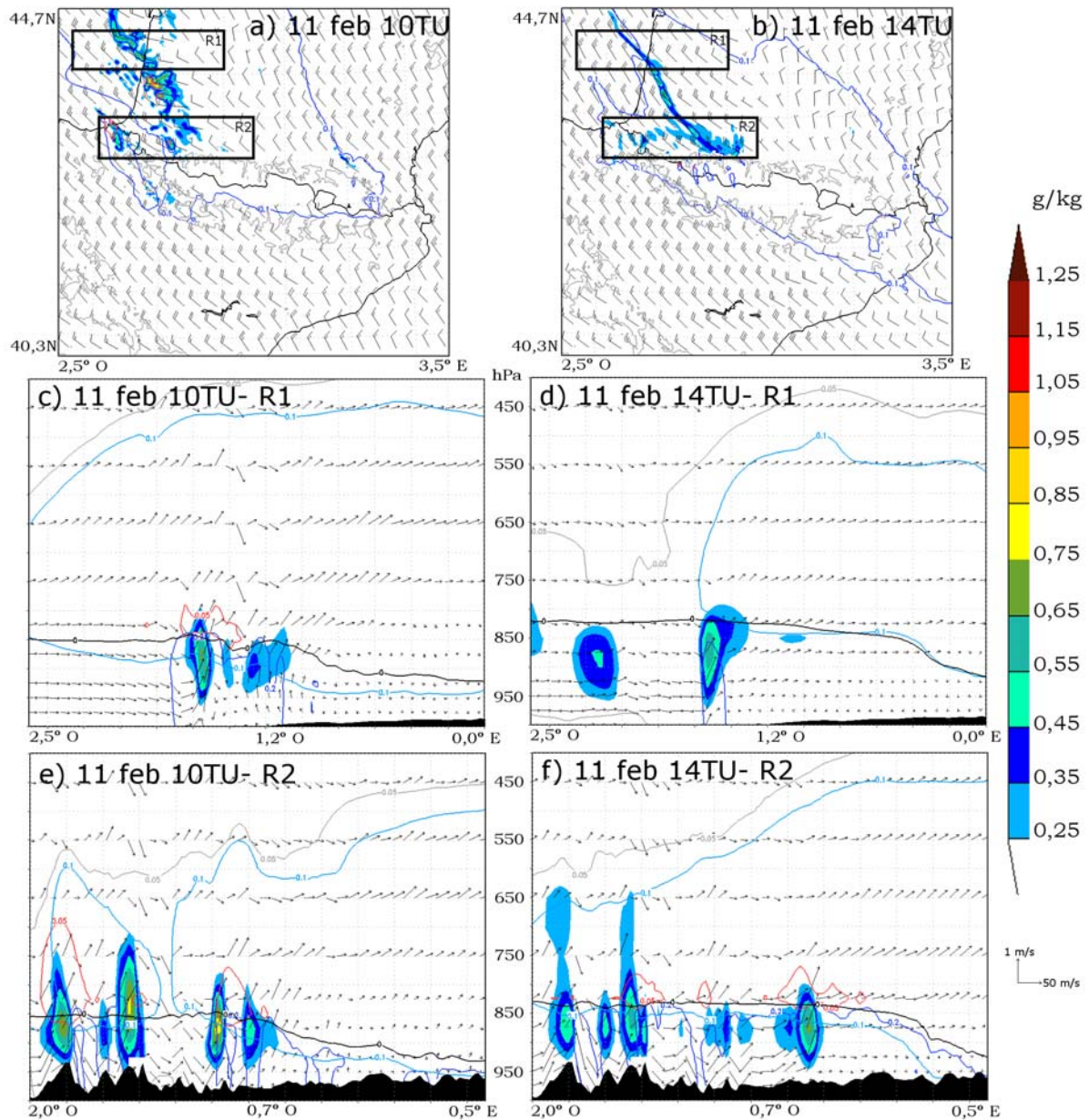


Figura 6.19: Distribució horitzontal i vertical de diferents camps microfísics durant dos instants concrets (10 i 14 TU del dia 11/02/2009), obtinguts a partir de la simulació amb resolució 2 km. La primera fila mostra el vent a 850 hPa, la proporció de mescla d'aigua de pluja a 925 hPa (g/kg; llegenda de colors) i la proporció de mescla de neu ( $>0,1$  g/kg, isolínia blava). La línia grisa indica el relleu a partir de 1000 m d'altitud. Els rectangles R1 i R2, corresponen a les àrees seleccionades per fer els talls transversals sobre l'estructura de l'AR. Els talls verticals mitjans per a cada instant i a cada àrea (R1 i R2) mostren la proporció de mescla d'aigua del núvol (g/kg, llegenda color), de neu ( $>0,1$  g/kg, isolínia blau clar), calabruix ( $>0,05$  g/kg, isolínia vermella), pluja ( $>0,2$  g/kg, isolínia blau fosc) i el total d'hidrometeors ( $>0,05$  g/kg, isolínia gris). El vector indica la circulació del vent en la mateixa direcció que el tall (oest a est; 50 m/s) i la seva component vertical (1 m/s). La línia negra mostra la isozero.

Per analitzar-ho amb més detall es realitzaran uns talls verticals transversals a aquesta zona.

A l'àrea R1 a les 10 TU, es distingeix una àrea al voltant de  $1,5^\circ$  O de longitud, amb un notable increment de la proporció de mescla d'aigua de pluja, calabruix i contingut líquid nuvolós. A la mateixa zona es pot identificar que el flux de component est a nivells baixos, per sota 850 hPa, paral·lel a l'avanç de l'AR pateix un marcat ascens. La resta del perfil vertical del flux segueix majoritàriament la mateixa direcció, d'oest cap a est, excepte a nivells baixos just davant d'aquests màxims, on el flux més dèbil presenta una direcció oposada a l'avanç de l'AR. S'identifica doncs una confluència molt marcada a nivells baixos que coincideix amb l'estret límit frontal entre les dues masses d'aire, que al mateix temps genera un important ascens i probablement una intensificació molt local de la precipitació. La important variació identificada en l'altitud de la isozero (de 850 a 950 hPa), evidencia la transició entre aquestes dues masses d'aire. Als nivells més elevats, per sobre els 3000 m, es detecta també un component vertical del flux zonal associat a la divergència en alçada originada per l'aproximació del *jet stream* que contribueix molt eficientment al creixement dels cristalls de neu. Conseqüentment, tot i el caràcter estratiforme de la nuvolositat, aquesta presentava un gruix important fins als 400 hPa, com mostra la proporció de mescla del total dels hidrometeors (isolínia grisa), on les partícules de neu en constitueix l'hidrometeor majoritari. Per tant, l'ascens desencadenat per la convergència a nivells baixos activa un mecanisme local de *seeder-feeder*, de manera que l'aportació de contingut aquós a nivells més elevats per sobre de la isozero afavoreix la formació de calabruix mitjançant el procés microfísic de congelació d'aigua subfosa a l'interaccionar amb els hidrometeors sòlids ja existents. Aquest calabruix precipita, es fon i contribueix a intensificar la precipitació just en aquesta zona. Aquest mateix mecanisme ha estat identificat en altres regions del món, com per exemple als Andes xilens com mostra l'estudi de Viale et al. (2013).

En el tall R2 més proper a la serralada, es detecten dues zones amb una intensificació de la precipitació. La primera situada a l'extrem oest ( $1,8^\circ$  O), es deu a l'ascens orogràfic del flux de nord-oest interactuant amb els relleus no tan elevats dels Pirineus més occidentals. Els màxims en la distribució vertical dels hidrometeors, s'identifiquen en els ascensos a sobrevent, en canvi a sotavent s'observa un component descendent del flux com també precipitació que ha estat advectada. Pel que fa a la segona zona, identificada al voltant dels  $0,7^\circ$  O de longitud correspon a la mateixa estructura que a l'àrea R1 però en un transecte més al sud. És en aquesta longitud on també s'identifica la clara variació en l'altitud de la isozero distingint la zona d'interacció entre les dues masses amb perfils tèrmics diferents. El comportament microfísic és idèntic a la zona R1, però en aquest cas el flux davant la zona de confluència tot i ser molt més dèbil no presenta un component invertit.

L'evolució tant a la zona R1 com R2 quatre hores més tard, a les 14 TU (fig. 6.19d, f), permet identificar la mateixa estructura en ambdues zones però amb una localització diferent a la zona R2 ( $0,8^\circ$  O). L'avanç més marcat prop dels Pirineus, afavoreix una rotació de l'eix de l'estructura respecte l'instant anterior, formant un angle més agut entre la banda allargada i els Pirineus. Això es deu a que a nivells baixos el component zonal a l'oest d'aquesta banda

es reforça a l'aproximar-se als Pirineus a causa de l'efecte de bloqueig sobre el flux incident exercit per la serralada (fig. 6.18a). Aquest efecte és més important a la zona R2 que R1, i provoca aquest avanç diferenciat entre les dues zones i la inclinació de l'eix. Si ens fixem en l'acumulació de precipitació simulada en el domini de 2 km i l'observada a les estacions meteorològiques (fig. 6.6 i 6.4), tot i que el model reproduïx aquest màxim de precipitació riu amunt dels Pirineus en forma de banda estreta i allargada, es detecta un lleuger desplaçament en la orientació del seu eix respecte les observacions. En concret, els màxims observats indiquen que l'angle entre aquest eix i els Pirineus era més petit que el que mostra la simulació, amb una orientació més paral·lela que no pas transversal respecte la serralada. El fet que el model no capti la localització exacte del màxim de precipitació podria ser a causa d'una localització errònia del límit de l'AR.

## 6.5. Conclusions

L'anàlisi d'aquests quatre casos representatius de diferents situacions hivernals associats a episodis de nevades a Andorra i als Pirineus, ha permès identificar la dependència del camp de precipitació amb les característiques atmosfèriques del flux riu amunt de la serralada. A la figura 6.20 s'ha resumit en forma de gràfic conceptual les característiques detectades en aquests episodis. Per fer-ho, s'han agrupat els episodis segons el grau d'estabilitat present a nivells baixos, que ve indicat per la freqüència de Brunt-Vaisala i el nombre de Froude calculat a una latitud de 44° N.

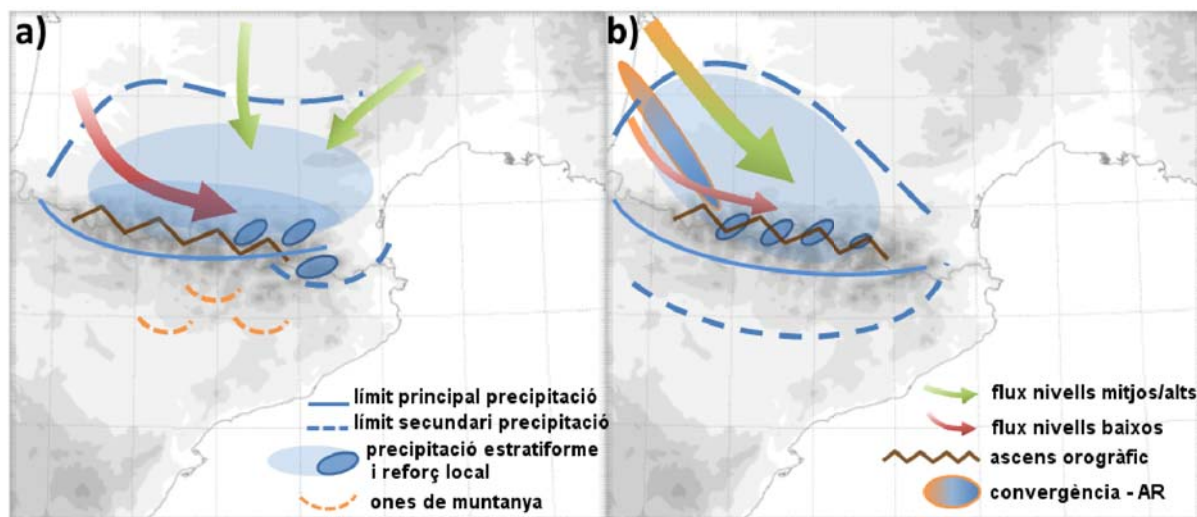


Figura 6.20: Representació conceptual dels mecanismes identificats en els episodis hivernals estables segons la freqüència de Brunt-Vaisala ( $N$ ) a una latitud de 44° N: a) Molt estable ( $N=0,01 \text{ s}^{-1}$ ) i b) Força estable ( $N=0,006 \text{ s}^{-1}$ ).

Durant els dos primers episodis (E1 i E2; fig. 6.20a), en què les condicions d'estabilitat són molt marcades ( $N=0,01 \text{ s}^{-1}$ ) s'identifica un clar desacoblament entre el flux a nivells baixos i l'existent a partir de la línia de crestes, menys afectat per la presència del relleu. L'estabilitat i

la intensitat dèbil del flux afavoreixen el bloqueig i la formació d'un màxim de vent paral·lel a la serralada (14 m/s; *along barrier flow* en anglès). Al mateix temps, l'ascens orogràfic del flux situat just per sobre d'aquest, més transversal a la serralada, permet la formació de precipitació dèbil. El límit de la nevada es situa clarament al terç nord d'Andorra, amb alguns màxims locals, que semblen estar afavorits per la marcada cisalla de la direcció del vent entre la baixa i mitja troposfera. Sota condicions estables, aquesta cisalla, afavoreix la circulació turbulenta i la intensificació local de la precipitació. Les característiques de la simulació analitzada, però, no han permès confirmar contrastadament la presència d'aquest mecanisme. Finalment indicar que aquesta configuració permet la formació d'ones de muntanya a sotavent de la serralada i per tant també la possibilitat de vents forts al sud del Principat.

El segon gràfic sintetitza les característiques dels episodis en què l'estabilitat atmosfèrica no és tant marcada ( $N=0,006 \text{ s}^{-1}$ ; fig. 6.20b). Tot i que a nivells baixos el flux és lleugerament bloquejat pels Pirineus i adquireix una component oest, aquest és molt més dèbil que en el cas anterior. En canvi, a nivells mitjos i alts la intensitat del vent i la component transversal a la serralada es reforça notablement. Aquest factor és clau perquè el mecanisme d'ascens orogràfic actui eficientment en el desenvolupament dels sistemes de precipitació que assoleixen la línia de crestes, a més d'afavorir en major o menor extensió l'advecció de la nevada a sotavent segons la intensitat del flux ( $>20 \text{ m/s}$ ). L'efecte de la presència de l'AR en l'episodi E4 s'indica amb el gradient de color taronja de la fletxa, que vol ressaltar el contingut anòmal de vapor d'aigua que va ser transportat per l'AR fins als Pirineus. Com també el taronja de la zona de precipitació associada a la convergència a nivells baixos just en el límit frontal entre l'AR i la massa d'aire molt més freda present inicialment al vessant nord.

Si ens fixem en el conjunt dels episodis la intensitat de la precipitació és consistent amb la distribució espacial del camp d'humitat i  $Q_3$  detectat pel model. S'observa com per un ascens orogràfic similar, la precipitació més intensa té lloc on el flux d'humitat és màxim, com succeeix clarament en el cas E4. Cal tenir present però que una petita sobreestimació pel model d'aquest camp generarà una precipitació molt més intensa que la que es pugui observar, com s'ha detectat a la segona fase de l'episodi E3. També és interessant ressaltar com durant un mateix episodi el règim esperat del flux pot variar en poques hores, de manera que nevades dèbils que inicialment es trobaven restringides al vessant nord poden creuar la línia de crestes i afectar el vessant sud. Des d'un punt de vista de predicció meteorològica operativa, és clau que els models siguin capaços d'identificar aquesta transició tan fina, ja que per exemple en un país com Andorra un canvi en el règim del flux implica que el desenvolupament de l'activitat humana i econòmica del país es pugui veure afectada.

Les simulacions a 2 km de resolució fetes amb el model WRF ens han permès fer una anàlisi de la dinàmica mesoescalar i la microfísica dels episodis. S'han identificat els mecanismes que han contribuït al reforç de la precipitació que impliquen processos tant a la baixa troposfera com a nivells mitjos, entre ells - a més de l'ascens orogràfic i la divergència en alçada - destaquem la confluència detectada al límit de l'AR i l'activació local del mecanisme de *seeder-feeder*.



## Capítol 7

# Modelització de dos episodis ocorreguts durant el període EOP del programa HyMeX

---

<b>7.1. Descripció dels episodis . . . . .</b>	<b>106</b>
7.1.1. 27 d'octubre de 2011 . . . . .	109
7.1.2. 3 de novembre de 2011 . . . . .	112
<b>7.2. Configuració del model MESO-NH i simulacions realitzades . . . . .</b>	<b>116</b>
<b>7.3. Acumulacions de precipitació simulades . . . . .</b>	<b>117</b>
7.3.1. 3 de novembre de 2011 . . . . .	117
7.3.2. 27 d'octubre de 2011 . . . . .	122
<b>7.4. Identificació dels sistemes convectius mesoescalars . . . . .</b>	<b>122</b>
<b>7.5. Anàlisi detallada dels sistemes de precipitació . . . . .</b>	<b>127</b>
7.5.1. Anàlisi dels sistemes convectius mesoescalars C i CD del 03/11/2011 . . . . .	127
7.5.2. Anàlisi del sistema de precipitació AB del 27/10/2011 . . . . .	131
7.5.3. Sistemes de precipitació identificats als Pirineus . . . . .	134
<b>7.6. Conclusions . . . . .</b>	<b>139</b>

---

Aquest capítol de la tesi s'emmarca en el context del programa internacional HyMeX (Hydrological cycle in the Mediterranean EXperiment) iniciat l'any 2008 amb l'objectiu de millorar el coneixement i la quantificació del cicle hidrològic a la conca mediterrània com s'ha descrit a la introducció. En concret, el capítol es centra en els objectius específics del WG3. Aquest grup de treball intenta aprofundir i buscar resposta a la següent qüestió: *com es pot millorar el coneixement dels processos de precipitació intensa i la seva predicció?* El programa amb data final prevista pel 2020, per tal de fer un seguiment a llarg termini dels diferents processos que intervenen en el cicle hidrològic (LOP, Long Observation Period), inclou



també dos períodes d'observació especial (SOP, acrònim en anglès). El primer (SOP1), dedicat a l'observació d'episodis de precipitació intensa i inundacions, va tenir lloc la tardor del 2012. Prèviament però, la tardor del 2011, amb una durada de com a mínim 4 anys, es va iniciar el període d'observació millorat (EOP, Enhanced Observation Period) durant el qual es reforçen les mesures de les xarxes d'observació tant operacionals com de recerca per tal de documentar els episodis de pluges intenses ocorreguts. Va ser durant aquesta primera tardor, coincidint amb l'inici de l'EOP, que Météo-France va implementar operacionalment el model AROME-WMED, dedicat exclusivament a la predicció meteorològica a la zona occidental de la Mediterrània durant el programa HyMeX i, en especial, per a les campanyes SOP.

El treball desenvolupat en aquest capítol té un doble objectiu. Primer de tot, avaluar l'ús de les anàlisis generades exclusivament per la campanya HyMeX a partir del model AROME-WMED com a condicions inicials de les modelitzacions a alta resolució dels episodis succeïts als Pirineus i en concret Andorra. En segon lloc, modelitzar i analitzar dos dels episodis de precipitació ocorreguts als Pirineus Orientals durant la tardor del 2011 mitjançant el model meteorològic francès MESO-NH. Aquest model de recerca constitueix el fonament físic del model AROME, a partir del qual es realitzen diàriament les prediccions meteorològiques operatives al Principat d'Andorra per part de Météo-France.

## 7.1. Descripció dels episodis

El dia 3 de novembre del 2011, la zona del sud-est de França i Catalunya va ser afectada per un episodi de pluges intenses. Les acumulacions de precipitació en 24 h van superar els 300 mm al nord del cap de Creus, a la frontera entre Espanya i França (estació MF2), els 200 mm a la regió del centre de Catalunya (Sant Salvador de Guardiola), i gairebé els 100 mm a Andorra (Perafita i Sorteny) o fins i tot superiors a altres zones del Pirineu català com Núria o Espot amb 110 i 114 mm en 24 h, respectivament.

Prèviament, uns dies abans, el 27 d'octubre del 2011, va tenir lloc un episodi en què es van desenvolupar sistemes de precipitació similars als del dia 3 sobre Catalunya. Aquests, però, van ser menys intensos, tot i que les acumulacions en 24 h a la frontera entre Espanya i França van superar els 100 mm (125 mm a MF2). A Catalunya les acumulacions es van mantenir inferiors als 75 mm, però amb acumulacions horàries d'intensitat similar a les del dia 3 (i.e. 50 mm a Cassà). Als Pirineus, depenent de la zona, es van registrar valors que van oscil·lar entre els 45 i 15 mm. En concret, a Andorra no es van superar els 20 mm en 24 h.

A la figura 7.1 es poden observar per ambdós episodis les acumulacions de precipitació estimades mitjançant la xarxa de radars del Servei Meteorològic de Catalunya (XRAD), com també la localització de les estacions mencionades en el text. Les estructures de precipitació més intenses es localitzen al centre de Catalunya i al límit nord-est del país a la frontera amb França. Les acumulacions als Pirineus també són importants, però el fet de ser una zona que es troba lluny dels radars, a més d'estar afectada pel bloqueig orogràfic - entre altres fonts d'error- fa que les estimacions quantitatives de precipitació en aquesta regió pateixin una sub-

## 7.1. Descripció dels episodis

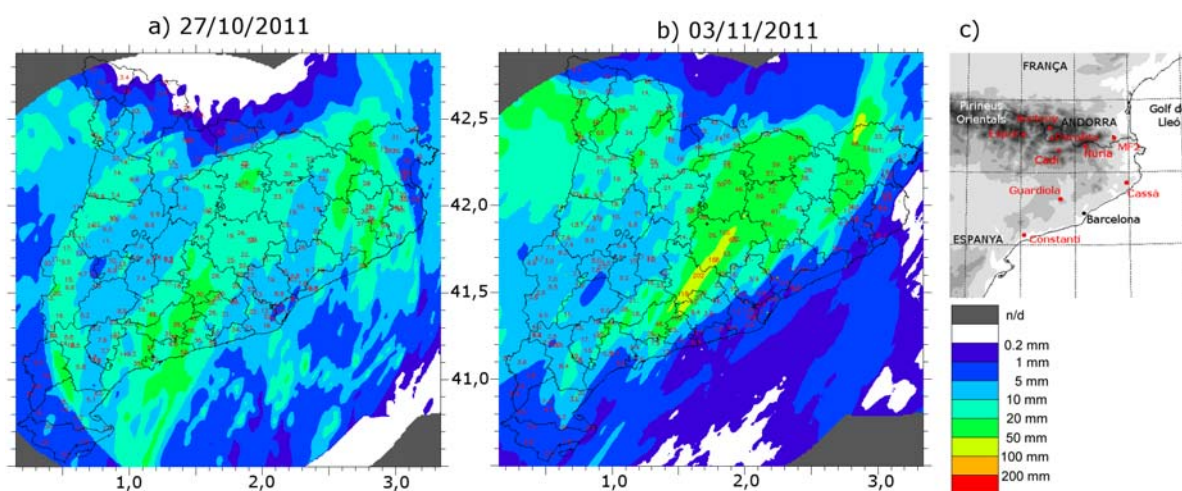


Figura 7.1: Precipitació acumulada en 24 h observada a Catalunya mitjançant la xarxa de radars (XRAD) i les estacions meteorològiques de l'SMC: a) 27/10/2011 i b) 03/11/2011. c) Localització de les estacions citades en el text. Font: SMC.

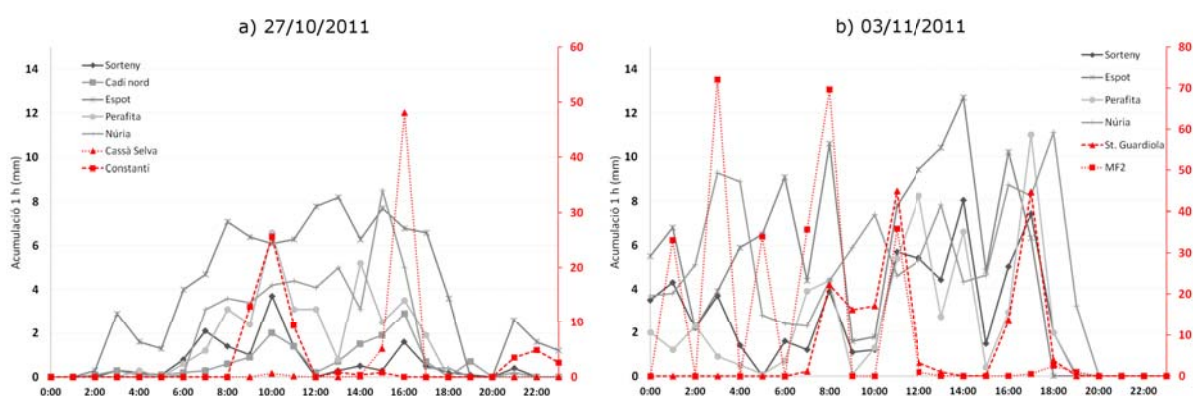


Figura 7.2: Evolució temporal de l'acumulació horària (mm) a diferents estacions representatives dels màxims diaris de precipitació (en vermell) i de la zona dels Pirineus (en gris): 27/10/2011 i b) 03/11/2011.

estimació prou important. Per tal de mostrar l'evolució horària de l'acumulació a cada episodi, s'han seleccionat sis estacions meteorològiques representatives de les observacions fetes tant dels sistemes més intensos com també de la zona dels Pirineus i Andorra. Les gràfiques de la figura 7.2 mostren en vermell les observacions horàries a les estacions on es van enregistrar els màxims absoluts diaris de precipitació i en gris les estacions situades als Pirineus (Espot, Núria) i Andorra (Perafita, Sorteny). Com s'ha comentat anteriorment, tot i que l'episodi del dia 3 de novembre en conjunt va acumular quantitats més elevades, les intensitats horàries entre els dos episodis són comparables en algun tram.

Per l'episodi més intens del dia 3 de novembre, a més a més, es mostren a la figura 7.3 les acumulacions en 6 h obtingudes mitjançant la XRAD. D'aquesta manera es pot identificar amb més detall les diferents fases de l'episodi i la distribució espacial dels sistemes més intensos de precipitació. A la zona de la Catalunya central, les observacions ens mostren dues fases ben

diferenciades: la primera durant la qual el sistema de precipitació és manté estacionari (fase 1 de les 06 a les 12 TU del 3/11/2011 - fig. 7.3b) i la segona fase en què es forma un nou sistema de precipitació a la mateixa zona del Bages (fase 2 de les 15 a les 18 TU del 3/11/2011 - fig. 7.3c). Al nord-est de Catalunya a la frontera amb França, es desenvolupa un tercer sistema de precipitació en forma de banda allargada, on s'hi manté fixe durant tot l'episodi acumulant quantitats properes als 300 mm. Als Pirineus i Andorra, la precipitació tot i que més dèbil, es va mantenir persistent fins les 18 TU.

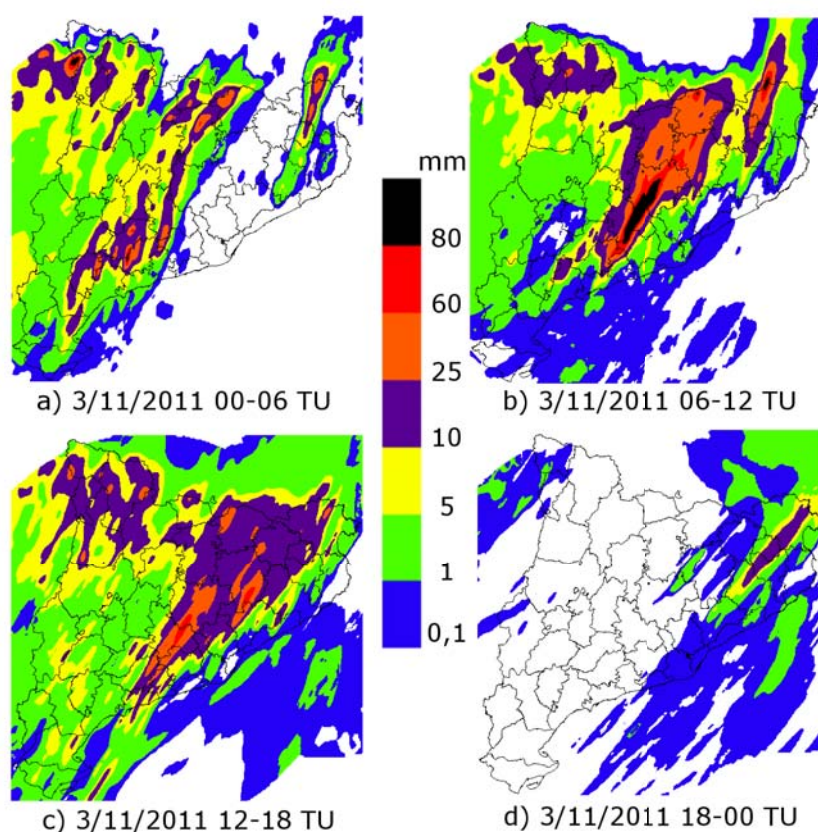


Figura 7.3: Precipitació acumulada en 6 h observada el dia 3/11/2011 a Catalunya mitjançant la xarxa de radars (XRAD): a) 00-06 TU, b) 06-12 TU, c) 12-18 TU i d) 18-00 TU. Font: SMC.

A continuació, a partir de les anàlisis del model IFS (Integrated Forecast System) del Centre Europeu, es descriurà l'evolució temporal de les condicions meteorològiques a escala sinòptica presents durant els dies 27 d'octubre i 3 de novembre del 2011. La situació meteorològica en alçada es descriu en termes del camp de geopotencial a 500 hPa, el vent a 300 hPa i l'altitud de la superfície de 1,5 UVP (Unitats de Vorticitat Potencial). Pel que fa a la descripció de les característiques presents a nivells baixos a la zona occidental del Mediterrani s'han seleccionat els següents paràmetres: la pressió atmosfèrica a nivell del mar, el vent a 925 hPa i la temperatura potencial equivalent a 850 hPa. Per completar la descripció també es mostra l'evolució de les imatges del satèl·lit Meteosat i la cronologia més detallada de les observacions radar en aquesta zona.

### 7.1.1. 27 d'octubre de 2011

Al llarg del dia 26, un solc al camp de geopotencial es situa a l'oest de la península Ibèrica induint inicialment un flux d'oest en alçada a la meitat est de la península i als Pirineus. Aquest solc està associat a una anomalia de l'altitud de la tropopausa com indica la superfície de 1,5 UVP inferior a 7,5 km sobre l'Atlàntic a l'oest de Portugal (fons ratllat i negre; fig. 7.4a). Al mateix temps, aquesta regió es troba sota la influència d'una zona de baixes pressions (990 hPa) que genera un flux ciclònic de sud-oest/sud que advectiona sobre la península Ibèrica una massa d'aire càlid i humit a nivells baixos representada per una  $\theta_e$  a 850 hPa superior a 318 K (fig. 7.4c). La nit del dia 26 al 27 al matí, el solc s'allarga i s'estreny progressivament cap al nord d'Àfrica. El flux en alçada adquireix un component de sud-oest a l'extrem nord-est de la península i l'anomalia de la tropopausa es desplaça també cap al sud, just a l'oest de l'estret de Gibraltar. A nivells baixos aquest avanç lent del solc, afavoreix que el centre de baixes pressions es mantingui estacionari a l'oest de la península adquirint també una estructura allargada sobre un eix orientat Portugal/Bretanya francesa. No és fins el matí del dia 27 que la zona de Catalunya i els Pirineus es troba sota la influència del flux ciclònic de sud-est. El 27 al migdia, l'eix del solc es situa al centre de la península de manera que el flux en alçada sobre els Pirineus és ara de component sud (30-45 m/s; fig. 7.4b) i coincideix amb l'advecció a nivells baixos de l'aire càlid i humit associat a aquesta zona amb elevada  $\theta_e$  i situada davant del front fred. És també durant aquest període que els vents de sud-est a 925 hPa són més intensos (fig. 7.4d). Al final del dia, amb l'avanç de l'eix del solc cap a l'est, els fluxos tant a nivells alts com baixos sobre el nord-est de la península i la zona de baixes pressions es debiliten.

L'evolució de les imatges del canal infraroig tèrmic del satèl·lit Meteosat mostrada a la primera columna de la figura 7.5, ens indica clarament la localització del centre de baixes pressions representat per l'espiral de núvols situada inicialment a l'oest de la península. També s'observa l'avanç cap a l'est de la banda allargada de nuvolositat associada a la massa càlida i humida al davant del front fred (*warm conveyor belt*, en anglès). Coincidint amb les anàlisis de l'IFS, es pot apreciar com a les 12 TU el sistema nuvolós a escala sinòptica afecta la zona de Catalunya i els Pirineus, i el forçament dinàmic és màxim.

Complementàriament, la composició europea OPERA de les imatges dels radar meteorològics (fig. 7.6), ens permet identificar a la zona nord-occidental de la conca Mediterrània l'evolució cronològica dels sistemes de precipitació que es van formar durant aquest episodi. Les primeres precipitacions s'observen el matí del dia 27 a les 06 TU (fig. 7.6a), avançant des de l'oest en forma de banda allargada orientada de sud a nord. Es detecta un petit nucli convectiu al sud de Barcelona (A), que s'intensifica tres hores més tard (09 TU; fig. 7.6b) quan el límit frontal s'aproxima a la meitat sud del litoral català i s'organitza formant els primers sistemes convectius mesoescalars que van donar precipitacions intenses (i.e. Constantí). Al mateix temps, al nord-est a la frontera amb França també s'organitza un sistema (B) que persistirà fins les 15 TU mantenint-se quasi estacionari (fig. 7.6d). A diferència d'aquest darrer sistema, el sistema A va avançar en direcció nord-est fins a fusionar-se amb el B a les 15 TU. A partir d'aquest moment, el sistema AB s'organitza i mostra una línia convectiva molt activa orientada

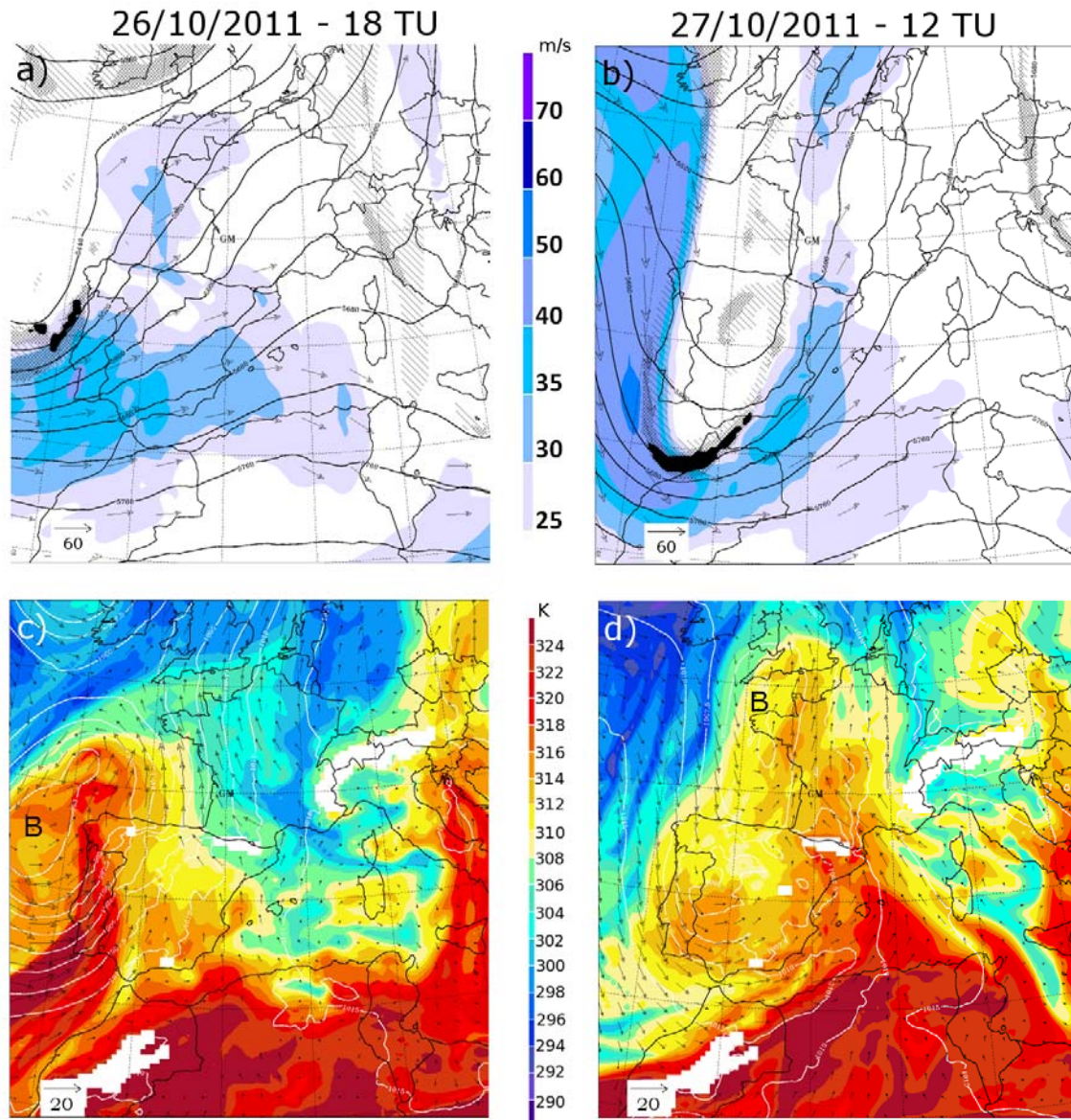


Figura 7.4: Evolució de les condicions sinòptiques durant l'episodi del 27 d'octubre: 18 TU 26/10/2011 (columna esquerra) i 12 TU 27/10/2011 (columna dreta). La primera fila mostra el camp de geopotencial a 500 hPa (isolínia negra, m), el vent a 300 hPa (fons color i vector referència 60 m/s) i l'altitud de la superfície de 1,5 UVP (fons ratllat i negre indiquen altituds inferiors a 7,5 i 4,5 km respectivament). A la segona fila es representa la pressió atmosfèrica en superfície (isolínia blanca, hPa), el vent a 925 hPa (vector referència 20 m/s) i la temperatura potencial equivalent (fons de color, K).

sobre un eix sud-nord donant pluges intenses al nord-est de Catalunya (i.e. Cassà de la Selva). Les següents hores el sistema AB no es va mantenir estacionari sinó que avançar en direcció est, situant-se a les 18 TU ja sobre el Mediterrani (fig. 7.6e). A les imatges de satèl·lit de les 18 TU, a la zona del golf de Lleó, s'identifica clarament l'estructura en forma de V del sistema convectiu mesoescalar característica de la difluència a nivells alts (fig. 7.5d). La precipitació més

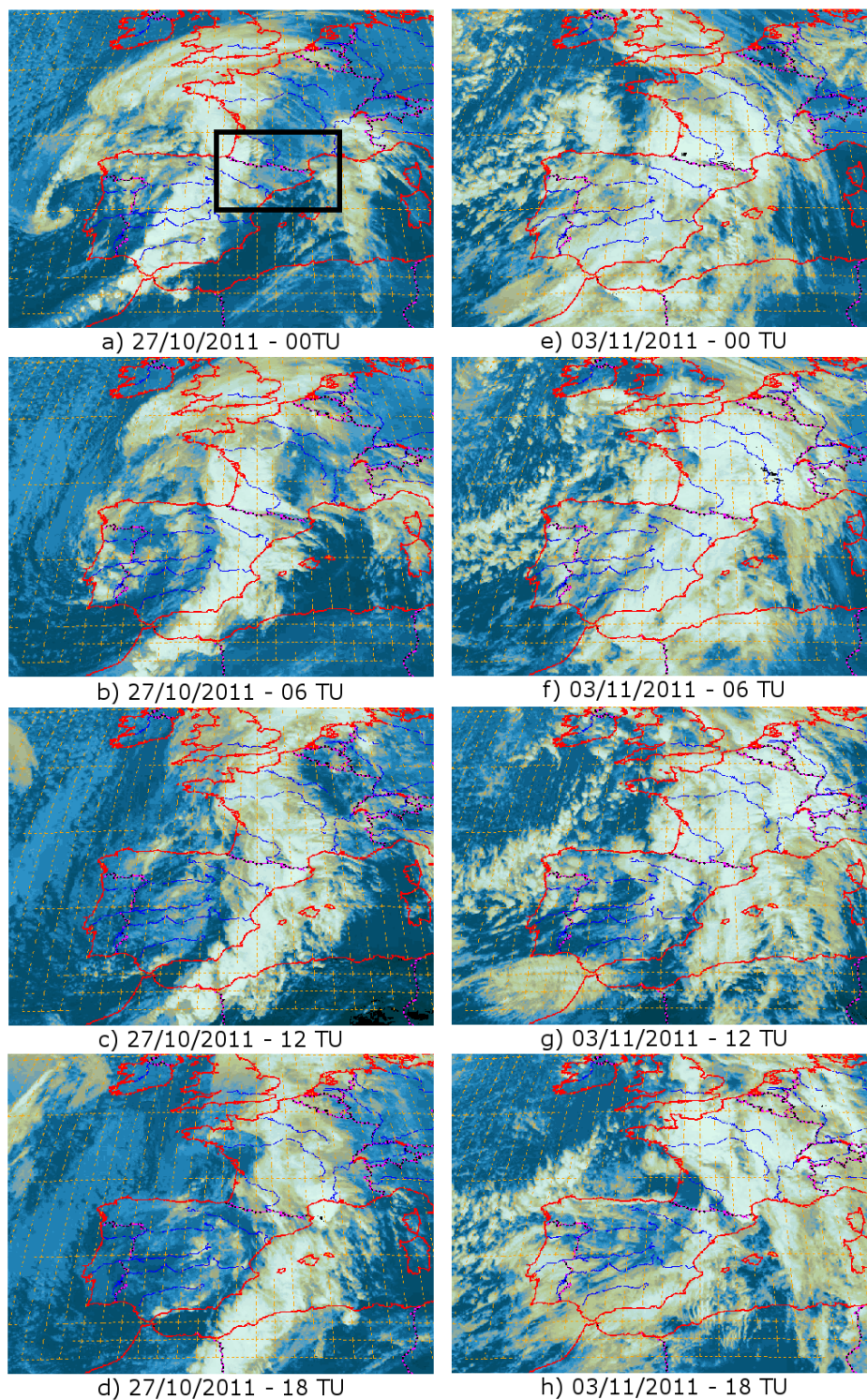


Figura 7.5: Evolució de les imatges del canal infraroig tèrmic del satèl·lit Meteosat (MSG: canal  $10,8 \mu\text{m}$ ) durant els dos episodis seleccionats (00, 06, 12 i 18 TU): 27/10/2011 (columna esquerra) i 03/11/2011 (columna dreta). El rectangle negre indica la zona mostrada a les imatges radar OPERA. Font: Météo-France.

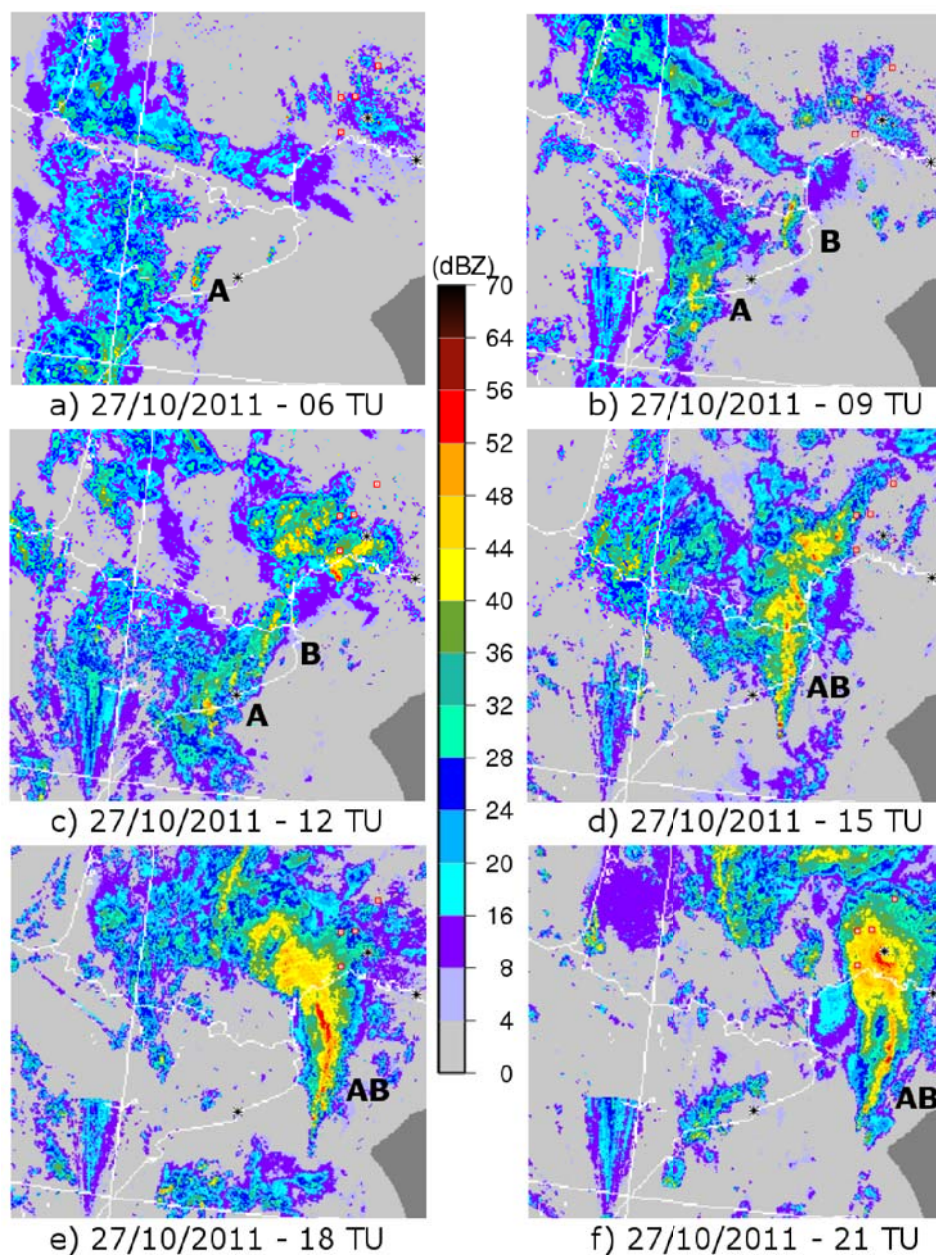


Figura 7.6: Evolució de la reflectivitat radar obtinguda mitjançant la composició europea OPERA pel dia 27/10/2011: a) 06 TU, b) 09 TU, c) 12 TU, d) 15 TU, e) 18 TU i f) 21 TU. L'àrea que es mostra s'indica al rectangle de la figura 7.5a. Els diferents sistemes convectius s'han etiquetat amb les lletres A i B. Font: HyMeX lloc web.

dèbil als Pirineus es va iniciar a les 06 TU i va persistir fins les 18 TU.

### 7.1.2. 3 de novembre de 2011

A la situació sinòptica del dia 2 de novembre al migdia ja s'aprecia com la meitat oest de la península Ibèrica, França i Anglaterra es troben sota la influència de l'extens nucli de baixes pressions en superfície (970 hPa) centrat al nord-oest d'Irlanda. La situació en alçada, reflecteix

la localització simultània d'un solc de geopotencial sobre l'Atlàntic a l'oest de la península que confirma el caràcter profund de la depressió (fig. 7.7a i c). El marcat flux ciclònic de sud-oest, present a nivells baixos, afavoreix la forta advecció d'una massa d'aire càlid i humit cap al nord d'Europa, com mostren els elevats valors de  $\theta_e$  a 850 hPa amb un màxim al sud-oest de Portugal. En canvi, la meitat est de la península i la conca mediterrània, inicialment encara es troben sota la influència d'una dorsal mantenint-se al marge d'aquesta estructura i amb un gradient bàric poc marcat. A nivells alts, sobre les illes Balears, s'identifica una divergència notable.

Durant la nit del 2 al 3 de novembre, la situació es caracteritza pel lent avanç de les baixes pressions estenent-se sobre tota la península. La nova localització del solc a nivells alts, desplaçant la dorsal cap a la península italiana, garanteix un flux de sud-oest que va persistir durant la resta de l'episodi (fig. 7.7b). A nivells baixos l'increment del gradient bàric afavoreix que s'estableixi un flux marcat de component sud sobre Catalunya i els Pirineus, de manera que aquesta zona es troba sota la influència de l'aire càlid i humit amb valors de  $\theta_e$  superiors a 318 K provinent de latituds subtropicals. Cal destacar que el dia 3 a les 06 TU sobre Catalunya s'identifica en el camp de pressió en superfície una ona ciclònica secundària que afavorirà la inestabilitat (fig. 7.7d). Aquestes condicions es mantenen fins la tarda del dia 3, amb l'arribada del límit frontal i l'entrada de l'aire fred associat a la part posterior del centre de baixes pressions. Això afavoreix que el flux a nivells baixos, a més de debilitar-se progressivament, canviï de component i passi de sud a sud-oest bufant paral·lel al litoral. És en aquesta fase que l'advecció de l'aire càlid i humit s'intensifica al sud-est de França, canalitzant-se clarament entre els Pirineus i els Alps.

Així doncs, a escala sinòptica, les condicions tant en altitud (*jet* de sud-oest i l'evolució lenta de les condicions sinòptiques) com a nivells baixos (flux del sector sud i la presència d'aire càlid i humit) són favorables pel desenvolupament i el manteniment de la convecció sobre el nord-est de la península i també el sud-est de França.

L'extens nucli de baixes pressions centrat al nord-oest d'Irlanda es reflecteix a les imatges del satèl·lit Meteosat com l'extensa i compacta banda de nuvolositat que des del nord d'Àfrica, s'estén per tota la península Ibèrica, França i Anglaterra (fig. 7.5 columna dreta). Aquesta distribució de la nuvolositat està amb concordança amb les elevades temperatures mostrades pel camp de  $\theta_e$  a 850 hPa obtingudes mitjançant les anàlisis de l'IFS (fig. 7.7d). Aquest extens sistema va persistir sobre el nord-est de la península fins la tarda del dia 3. És a partir de llavors que el límit frontal associat a la massa d'aire fred situada inicialment sobre l'Atlàntic i amb nuvolositat menys homogènia, va avançar fins aquesta zona. A les 18 TU, s'observa com un sistema convectiu mesoescalar es retira en direcció nord-est amb un límit posterior de la nuvolositat molt definit (fig. 7.5h).

Les imatges de reflectivitat radar de la composició europea OPERA representades a la figura 7.8 mostren durant l'inici de l'episodi (03 TU) un sistema de precipitació arribant per l'oest de Catalunya. Aquest avança progressivament cap al Mediterrani i a partir de les 06 TU a l'aproximar-se al litoral el sistema convectiu (C) s'intensifica amb valors de reflectivitat



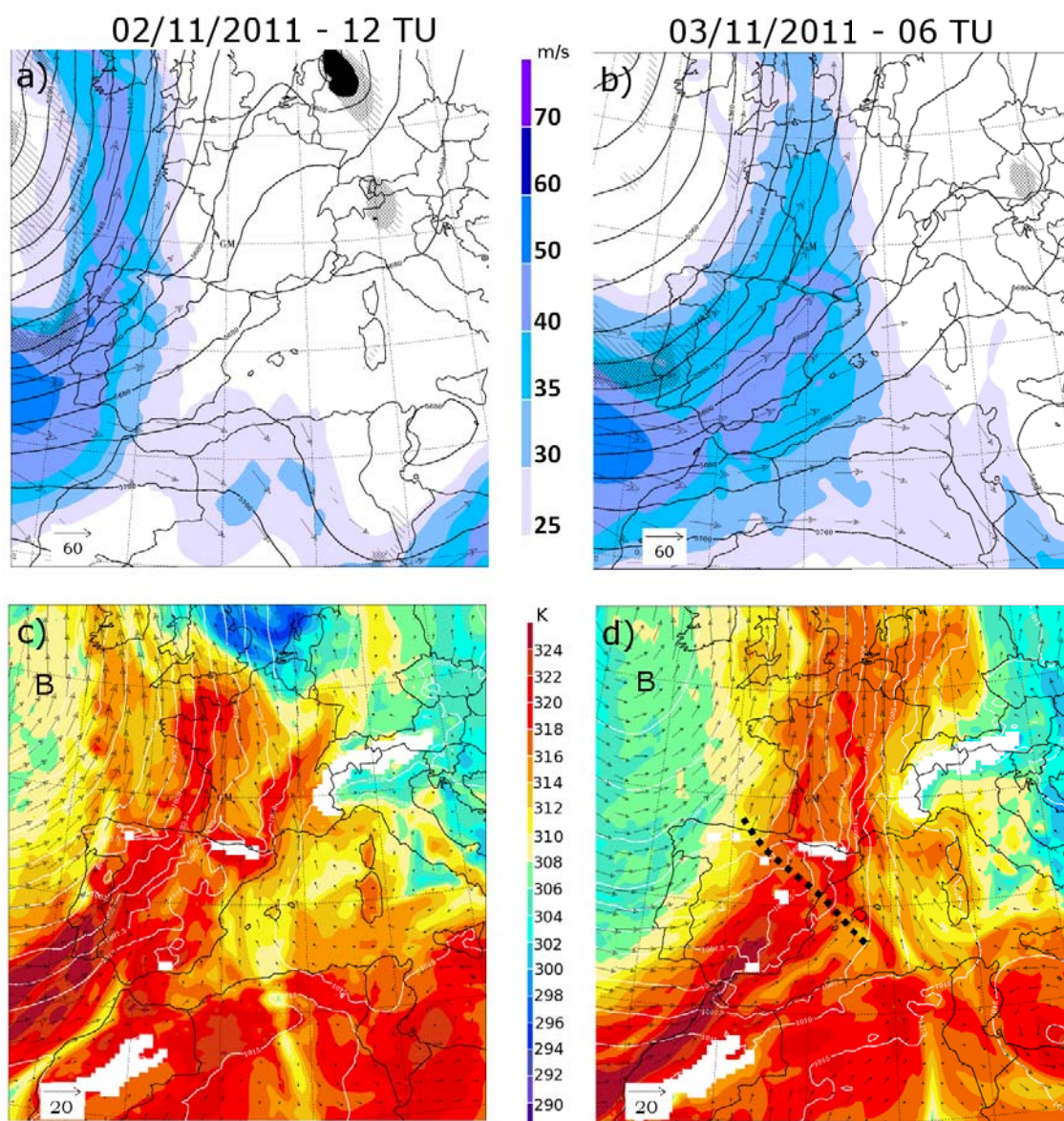


Figura 7.7: Evolució de les condicions sinòptiques durant l'episodi del 3 de novembre: 12 TU 02/11/2011 (columna esquerra) i 06 TU 03/11/2011 (columna dreta). La primera fila mostra el camp de geopotencial a 500 hPa (isolínia negra, m), el vent a 300 hPa (fons color i vector referència 60 m/s) i l'altitud de la superfície de 1,5 UVP (fons ratllat i negre indiquen altituds inferiors a 7,5 i 4,5 km respectivament). A la segona fila es representa la pressió atmosfèrica en superfície (isolínia blanca, hPa), el vent a 925 hPa (vector referència 20 m/s) i la temperatura potencial equivalent (fons de color, K). La línia negra discontinua indica l'eix de l'ona ciclònica secundària.

superiors als 48 dBZ. Al mateix temps, al nord-est a la frontera amb França s'organitza un nucli convectiu molt local (D) que s'intensifica i creix progressivament. L'estructura dels sistemes de precipitació observada a les 06 TU (fig. 7.8b) és molt similar a la descrita a les 09 TU del dia 27 d'octubre (fig. 7.6b). En canvi, l'evolució en aquest episodi va ser diferent: el sistema C es va mantenir estacionari durant 4 h a la zona del Bages fins les 11 TU. Posteriorment, a partir

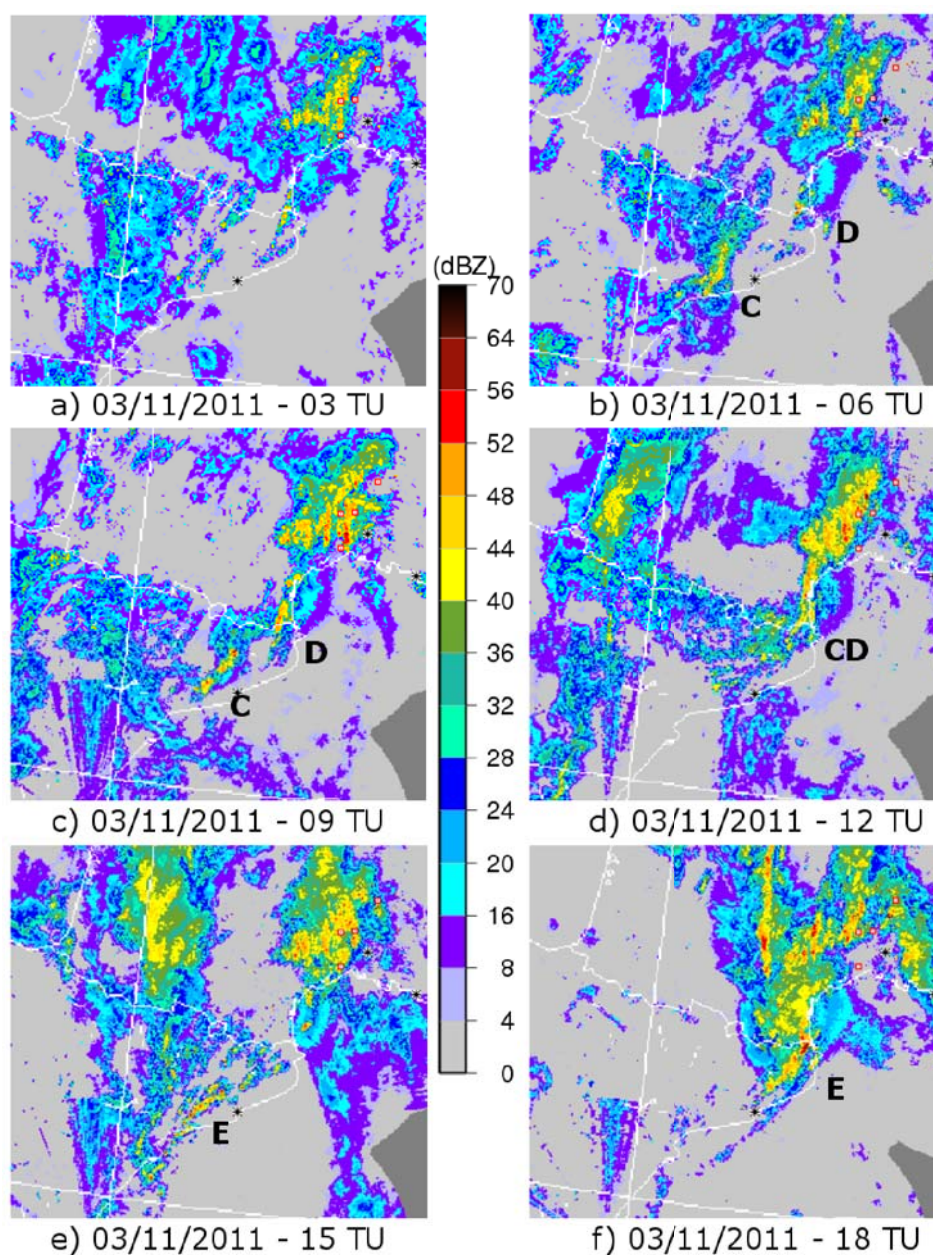


Figura 7.8: Evolució de la reflectivitat radar obtinguda mitjançant la composició europea OPE-RA pel dia 3/11/2011: a) 03 TU, b) 06 TU, c) 09 TU, d) 12 TU, e) 15 TU i f) 18 TU. L'àrea que es mostra s'indica al rectangle de la figura 7.5a. Els diferents sistemes convectius s'han etiquetat amb les lletres A i B. Font: HyMeX lloc web.

de les 12 TU, va començar a desplaçar-se en direcció nord-est fins a fusionar-se amb el sistema D (fig. 7.8d). Un nou sistema de precipitacions es detecta durant el migdia del dia 3, aquest avança des de l'oest en forma de banda allargada i a les 15 TU es situa resseguint de sud a nord la frontera catalana-aragonesa. Simultàniament, a l'oest de Barcelona a la mateixa zona que el sistema C, es desenvolupen de nou diferents nuclis convectius (fig. 7.8e). Aquest segon sistema E no es va mantenir estacionari sinó que es va fusionar amb la banda estratiforme provinent de l'oest i el nou sistema convectiu mesoescalar ja més organitzat va avançar cap el nord-est (18

TU) evacuant-se posteriorment cap al golf de Lleó i afectant el sud-est francès (fig. 7.8f). Als Pirineus, de la mateixa manera que en l'episodi anterior, la precipitació va persistir durant tot el dia però amb intensitats horàries superiors que van permetre que s'acumulessin quantitats totals properes als 100 mm.

## 7.2. Configuració del model MESO-NH i simulacions realitzades

Per poder dur a terme l'estudi detallat dels dos episodis descrits a partir de simulacions a alta resolució i així millorar-ne la comprensió i les diferències claus entre ells, és indispensable que el model de recerca MESO-NH aconseguixi reproduir amb la major exactitud possible els episodis. Per assolir aquest objectiu preliminar el que s'ha fet és utilitzar les millors anàlisis disponibles dels diferents models numèrics de previsió operacionals (IFS i AROME-WMED) com a condicions inicials i de contorn. Existeixen diferències importants entre els anàlisis AROME-WMED i els generats pel centre europeu (IFS). La primera és la seva resolució horitzontal que és de 2,5 i 16 km respectivament. Per tant, per a la modelització inicialitzada amb l'anàlisi IFS caldrà configurar un domini niat intermedi de 10 km abans del de 2,5 km. La segona és la freqüència del cicle d'assimilació d'observacions, per l'AROME-WMED, es tracta d'un cicle 3D-Var ràpid cada 3h i en canvi per l'IFS és un cicle 4D-Var cada 6 h. Per generar l'anàlisi AROME-WMED, a més de les dades convencionals també s'assimilen les dades dels radars meteorològics francesos tant la reflectivitat com el vent Doppler. A més a més, per a aquesta anàlisi exclusiva del programa HyMeX s'han assimilat de forma extraordinària les dades de les xarxes d'estacions meteorològiques espanyoles i també observacions GPS suplementàries. Els detalls de la configuració utilitzada pel model MESO-NH s'han descrit a la secció 4.3 del capítol 4. La resolució horitzontal de les simulacions utilitzades han estat de 2,5 km i 500 m, per tal de representar el millor possible les condicions atmosfèriques mesoescalars i la seva interacció amb l'orografia. Pel que fa a la configuració de les parametritzacions físiques definides per a la simulació de 500 m, a diferència de la de 2,5 km, s'ha utilitzat l'esquema de turbulència en mode 3D i s'ha desactivat l'esquema EDMF per a la convecció submallà. L'àrea definida pels dominis de 2,5 i 0,5 km s'ha representat a la figura 4.1.

Les característiques de totes les simulacions realitzades s'han llistat a la taula 7.1. La majoria de les simulacions es centren en l'obtenció dels millors resultats per l'episodi de pluja més intens del dia 3 de novembre de 2011. Per a les primeres simulacions (amb codi AWddhh perquè s'han inicialitzat amb l'AROME-WMED), a més de variar l'instant d'inici i la durada, també es va modificar l'àrea definida pel domini a 2,5 km com es mostra més endavant als resultats. Per l'episodi del dia 27 d'octubre de 2011, menys intens, s'ha escollit com a hora d'inici les 00 TU del mateix dia 27, coincidint amb l'instant en què les anàlisis operatives ens mostren el millor ajust amb el camp de precipitació observat. Com indica la taula 7.1 s'han fet només dues simulacions: una inicialitzada amb l'AROME-WMED (AW2700) i l'altra amb l'anàlisi IFS (CE2700).

### 7.3. Acumulacions de precipitació simulades

---

Taula 7.1: Característiques de les simulacions fetes amb el model MESO-NH. El nom de cada simulació s'ha codificat de la següent manera *anàlisiDDHHN*, on l'anàlisi correspon a AW per l'AROME-WMED i CE per l'IFS; DDHH correspon al dia i l'hora de l'anàlisi utilitzat com a condicions inicials i N indica si es tracta d'una simulació amb un domini niat de 500 m de resolució.

Simulació	Anàlisi	Instant inicial	Durada (h)	Dominis (km)
AW0212	AROME-WMED	0211 - 12 UTC	33	2,5
AW0218	AROME-WMED	0211 - 18 UTC	27	2,5
AW0300	AROME-WMED	0311 - 00 UTC	21	2,5
AW0300	AROME-WMED	0311 - 00 UTC	24	2,5
AW0300N	AROME-WMED	0311 - 00 UTC	24	2,5-0,5
CE0300	IFS	0311 - 00 UTC	24	10-2,5
CE0300N	IFS	0311 - 00 UTC	24	10-2,5-0,5
AW2700	AROME-WMED	2710 - 00 UTC	24	2,5
CE2700	IFS	2710 - 00 UTC	24	10-2,5

### 7.3. Acumulacions de precipitació simulades

A continuació es presenten els resultats de les diferents simulacions realitzades en termes de les acumulacions totals enregistrades en el domini de 2,5 km de resolució. Com observacions de referència s'han utilitzat les acumulacions enregistrades a les xarxes d'estacions meteorològiques de l'AEMET, SMC, CENMA i Météo-France, com també l'estimació quantitativa de la precipitació obtinguda mitjançant la xarxa de radars meteorològics de l'SMC (XRAD).

#### 7.3.1. 3 de novembre de 2011

Durant l'episodi del dia 3 de novembre a més dels màxims de precipitació als Pirineus es van registrar acumulacions superiors als 100 mm al centre de Catalunya i a l'extrem nord-est a la frontera amb França. En aquest sentit s'ha utilitzat aquesta característica com a primer criteri per seleccionar la millor simulació. A més de la distribució espacial de la precipitació, per a l'avaluació de les simulacions és important tenir en compte la cronologia identificada a la secció 7.1 i la figura 7.3.

La figura 7.9 mostra les acumulacions totals de precipitació obtingudes per a cada una de les simulacions llistades a la taula 7.1. Les primeres quatre s'han inicialitzat amb les anàlisis del model AROME-WMED. S'aprecia com a les dues primeres, AW0212T i AW0300T (fig. 7.9a i b), tot i detectar un màxim de precipitació en forma de banda allargada a l'extrem nord-est de Catalunya, aquest no és representatiu de cap de les dues fases descrites anteriorment. Es tracta d'un únic sistema de precipitació generat pel model que per la seva localització semblaria correspondre al sistema situat a la frontera amb França però al fixar-nos amb el detall horari de les acumulacions simulades (no es mostra) es detecta que la cronologia de la seva formació i

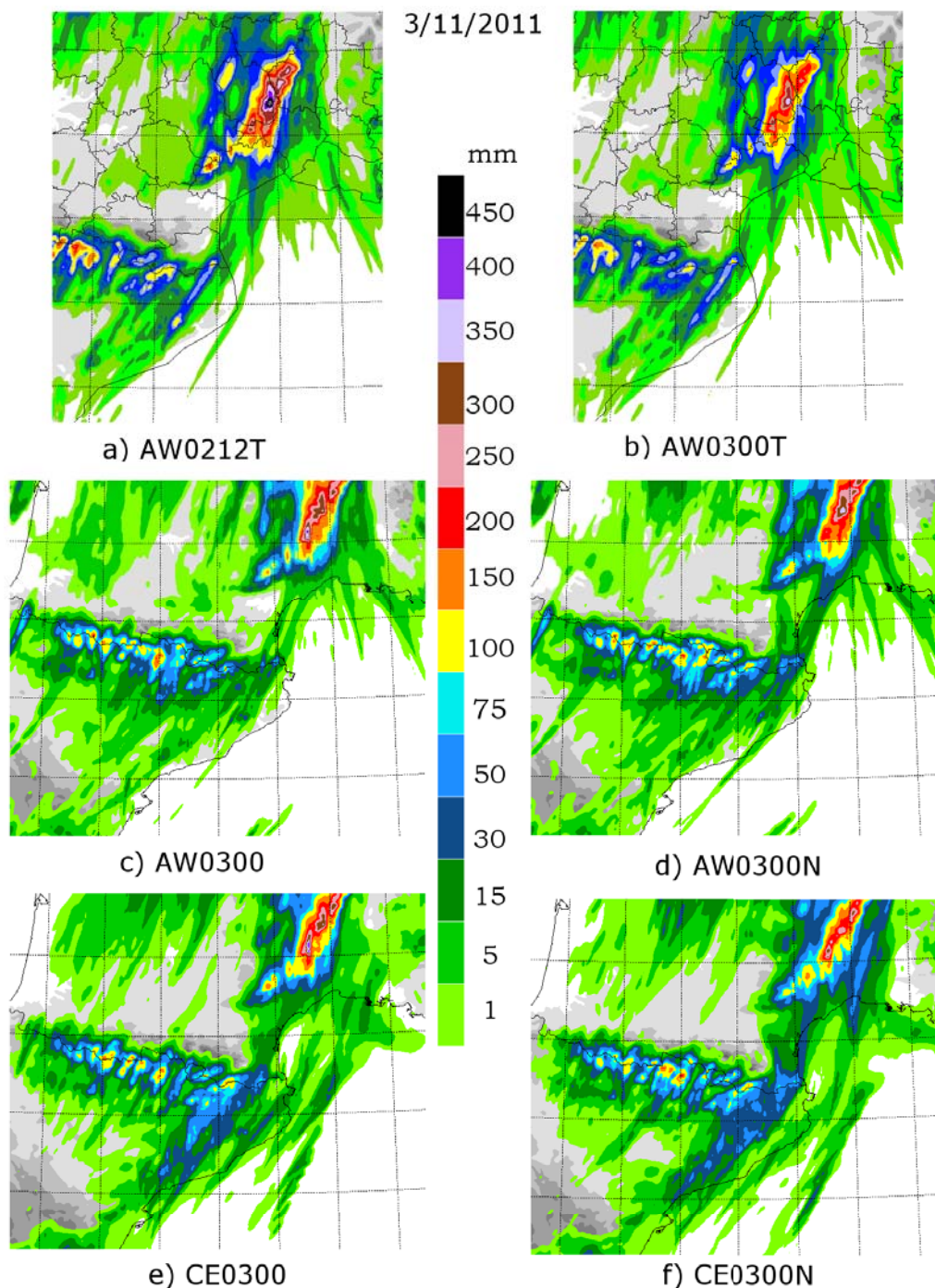


Figura 7.9: Precipitació total acumulada (mm) per cadascuna de les simulacions fetes per l'episodi del dia 3/11/2011 (*anàlisiDDHH*): a) AW0212T, b) AW0300T, c) AW0300, d) AW0300N, e) CE0300 i f) CE0300N. El sufix T indica una àrea diferent pel domini de 2,5 km.

evolució no és la correcta. Per evitar que aquesta deficiència sigui causada per limitacions en la reproducció del flux atmosfèric riu avall dels sistemes de precipitació, en les simulacions AW0300 i AW0300N s'ha modificat l'àrea del domini a 2,5 km com es pot veure als resultats

de les figures 7.9c i d. L'àrea coberta pel nou domini és més extensa tant en direcció sud com oest, i cobreix la totalitat del massís pirinenc. Els resultats no mostren el màxim en forma de banda allargada, però en canvi, i en concret la simulació AW0300N, sí que detecta la formació i evolució del sistema al nord-est de Catalunya. Aquesta característica es pot identificar al comparar la primera columna de la figura 7.10, on es detallen les acumulacions 6 h per aquesta simulació, amb les observacions radar mostrades anteriorment (fig. 7.3). En canvi a la zona central de Catalunya, es detecta que tot i la pluja acumulada per la simulació ( $< 30$  mm), els màxims de precipitació observats entre les 06 i les 18 TU ( $> 80$  i  $60$  mm) no són reproduïts pel model. Per aquest mateix període, també es detecta que la precipitació generada als Pirineus és sobreestimada pel model, sobretot a la meitat oest (Vall d'Aran, Pallars Sobirà, Andorra).

A continuació s'han realitzat dues simulacions més, amb el mateix domini i la mateixa hora d'inici que la AW0300N, però utilitzant com a condicions inicials i de contorn l'anàlisi IFS del Centre Europeu (CE0300 i CE0300N). Els resultats que es mostren a les figures 7.9e i f, indiquen una millora pel que fa al camp de precipitació simulat a la zona de la Catalunya central amb màxims superiors als  $75$  mm en  $24$  h. Tot i trobar-se lluny dels  $200$  mm observats a Sant Salvador de Guardiola, es tracta de la configuració del model que dona els valors que més s'apropen a aquest màxim. Pel que fa a les acumulacions simulades al nord-est a la frontera amb França ( $75$  mm), tot i la correcta localització del màxim de precipitació els valors també són subestimats respecte les observacions en què es van arribar a enregistrar més de  $250$  mm en  $24$  h. En canvi per aquesta configuració, a la zona pirinenca, el model captura molt millor les intensitats observades com per exemple els  $100$  mm en  $24$  h a la zona de Núria. A Andorra es detecten les diferències entre el fons de vall i les cotes altes on la precipitació va ser més intensa ( $> 75$  mm en  $24$  h), però no tant com mostra la simulació AW0300N ( $> 100$  mm). Si ens fixem en l'evolució 6 horària de l'acumulació de la simulació CE0300N mostrada a la segona columna de la figura 7.10, malgrat que inicialment (00-06 TU) les dues simulacions (AW0300N i CE0300N) donaven acumulacions similars, més endavant entre les 06 i 12 TU s'evidencia una important diferència a l'hora de reproduir el sistema de precipitació desenvolupat a la Catalunya central. La simulació CE0300N mostra una extensa àrea al nord-est de Catalunya amb acumulacions superiors als  $25$  mm en  $6$  h, amb dos màxims locals de  $60$  mm la localització dels quals coincideix amb l'observada tant amb el radar ( $> 80$  mm, fig. 7.3) com les estacions meteorològiques. Durant el següent període (12-18 TU), la simulació - tot i reproduir un màxim de  $10$  mm al nord de Tarragona - subestima notablement el nou sistema de precipitació (E) format a la mateixa zona ( $60$  mm) i que s'estén fins als Pirineus Orientals. Durant les últimes sis hores de l'episodi, en què ja no s'observa precipitació al massís pirinenc, ambdues simulacions continuen desencadenant-ne.

En conclusió, tot i que en cap de les simulacions s'ha aconseguit simular íntegrament el camp de precipitació, la simulació CE0300N és la que millor reproduceix el conjunt de l'episodi. La primera meitat, des de les 00 a les 12 TU, és la fase més ben representada a la simulació. La localització dels màxims tant als Pirineus com a l'extrem nord-est i la zona central de Catalunya és la més acurada. Durant la segona meitat, a partir de les 15 TU, les acumulacions

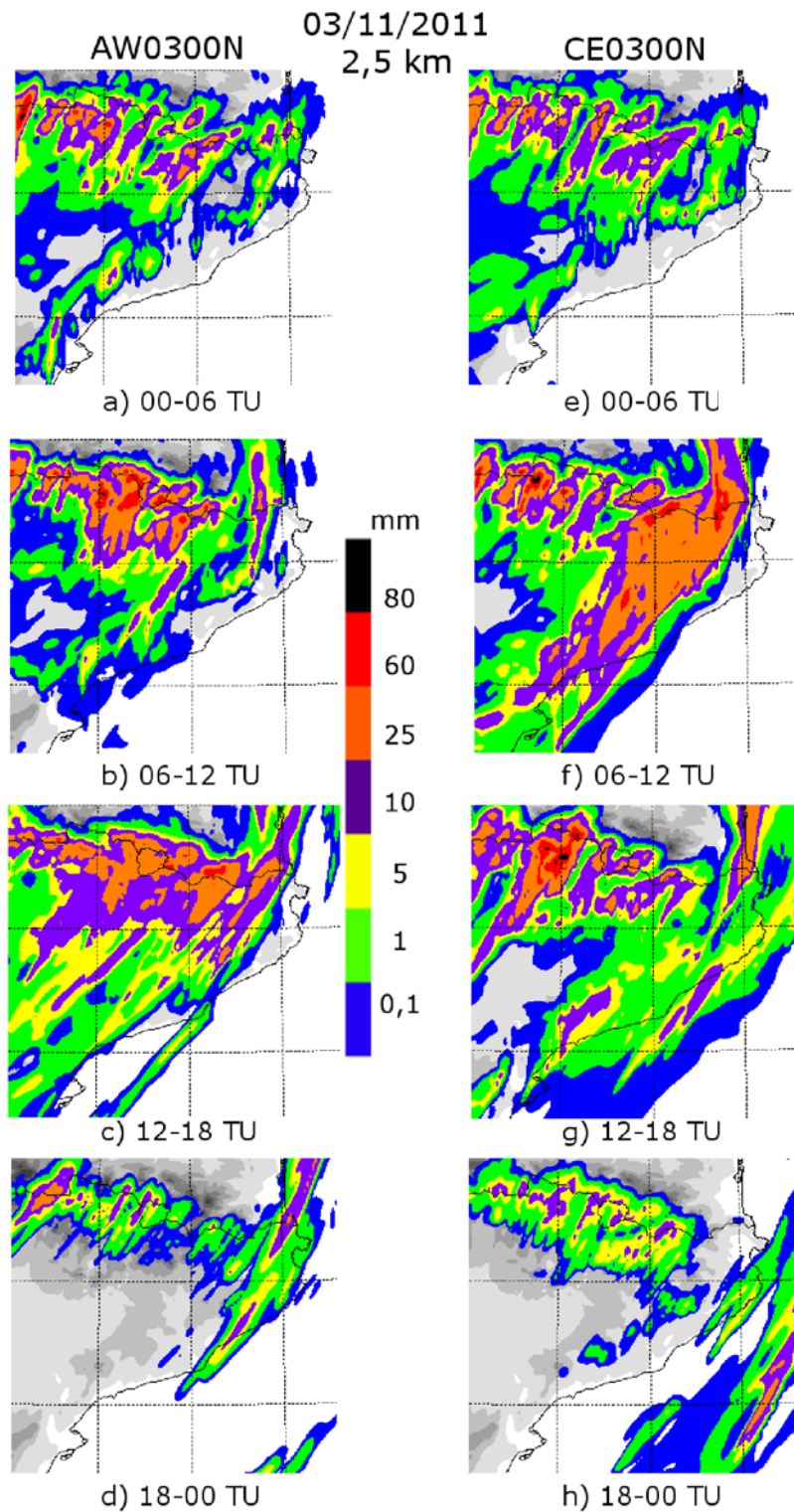


Figura 7.10: Precipitació acumulada cada 6 h (mm) en les dues simulacions seleccionades a 2,5 km de resolució horitzontal per l'episodi del dia 3/11/2011: AW0300N i CE0300N. Cada fila correspon a un dels diferents períodes de 6 h: a, e) 00-06 TU; b, f) 06-12 TU; c, g) 12-18 TU; d, h) 18-00 TU.

### 7.3. Acumulacions de precipitació simulades

per aquesta fase són notablement subestimades a la zona central i al final del dia sobreestimades als Pirineus.

#### Impacte de l'alta resolució

La simulació CE0300N amb un domini niat de 500 m de resolució és millor en termes de localització i d'intensitat de les precipitacions fortes a Catalunya que la simulació equivalent, CE0300, amb tan sols un domini (7.9e i f). En canvi succeeix l'invers a la simulació AW0300N (fig. 7.9c i d). Com és d'esperar les diferències entre les simulacions amb un sol domini o bé amb un domini niat a 500 m són menys marcades que no pas entre les simulacions inicialitzades amb condicions inicials diferents.

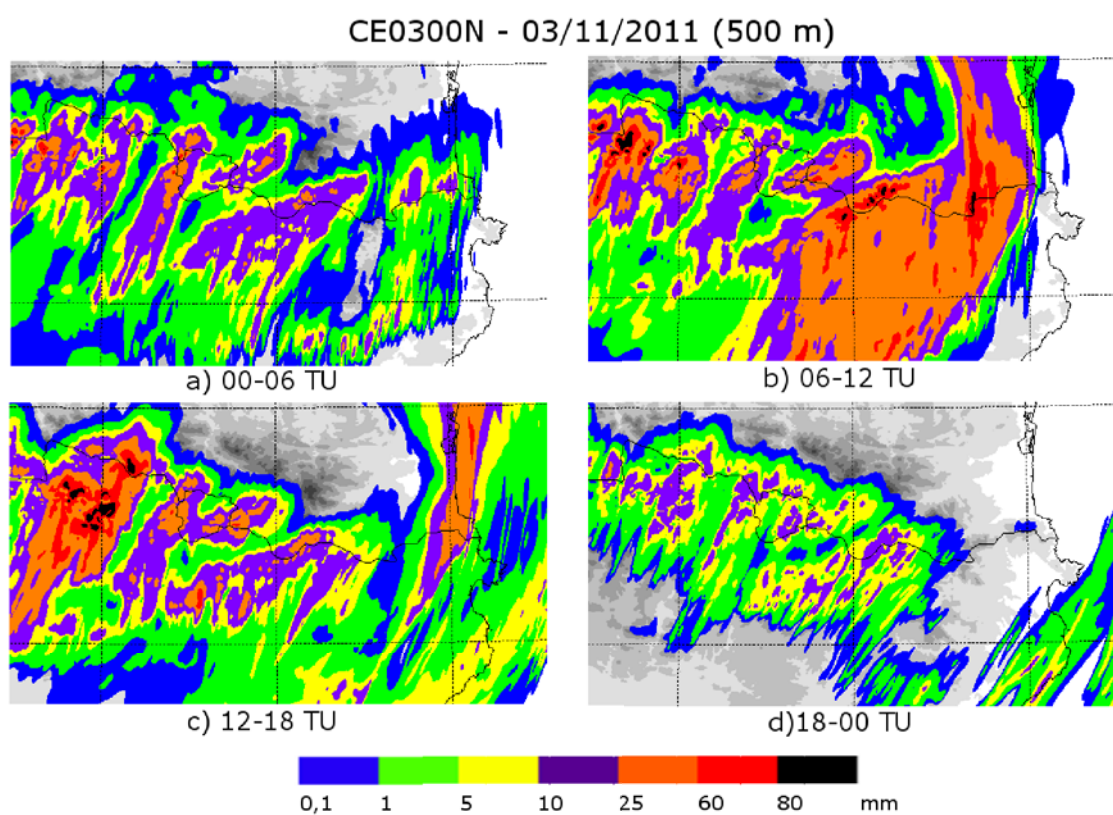


Figura 7.11: Precipitació acumulada cada 6 h (mm) per la simulació CE0300N en el domini amb 500 m de resolució: a) 00-06 TU; b) 06-12 TU; c) 12-18 TU; d) 18-00 TU.

A la figura 7.11 per a la simulació CE0300N es mostra l'acumulació de precipitació en períodes de 6 h pel domini a 500 m de resolució. Si es compara amb l'obtingut a 2,5 km (fig. 7.10 columna dreta) s'observa com l'envolupant i la distribució espacial de les intensitats és la mateixa pels dos camps. Només es distingeix un lleuger increment de l'acumulació en punts molt localitzats dels Pirineus on s'assoleixen valors de fins a 80 mm (i.e. fons negre a la zona del Pallars pel període 12-18 TU). En aquest episodi podem afirmar que el fet d'augmentar la resolució de la simulació fins a 500 m no contribueix a millorar la reproducció dels sistemes de precipitació que la simulació a 2,5 km no aconsegueix representar.



### 7.3.2. 27 d'octubre de 2011

Durant aquest segon episodi les acumulacions observades només van superar els 100 mm en 24 h al límit nord-est de Catalunya a la frontera amb França, en canvi a tota la zona dels Pirineus les acumulacions no van superar els 30 mm.

Les dues simulacions fetes pel dia 27 d'octubre es mostren a la figura 7.12. Es detecten diferències importants entre elles, de manera que per aquest cas els sistemes de precipitació són més ben reproduïts a la simulació inicialitzada amb les dades de l'anàlisi AROME-WMED (fig. 7.12a) que no pas amb les anàlisis IFS (fig. 7.12b). Els sistemes de precipitació que reproduïx la simulació CE2700 al nord-est de Catalunya en forma de bandes orientades en direcció nord-sud no corresponen amb les observacions de què es disposa (fig. 7.1). A més a més, la precipitació localitzada als relleus pirinencs és molt més intensa que el que en realitat va ser. Així doncs la simulació AW2700 és la que millor representa les dues característiques de l'episodi: el màxim a la zona del Rosselló i la frontera amb Catalunya, a més de les acumulacions de fins només 30 mm als Pirineus. Tot i això, es detecta una zona al sud de la Vall d'Aran on els valors acumulats hi són sobreestimats ( $> 50$  mm, fig. 7.12a), a més de la subestimació també detectada a la zona litoral del sud de Catalunya, a prop de Tarragona.

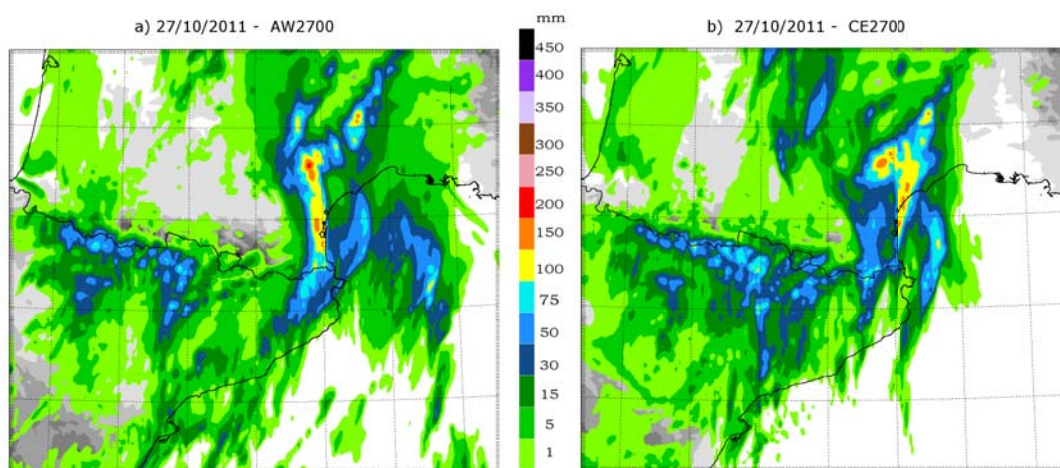


Figura 7.12: Precipitació acumulada en 24 h (mm) per cadascuna de les simulacions fetes per l'episodi del dia 27/10/2011: a) AW2700, b) CE2700.

## 7.4. Identificació dels sistemes convectius mesoescalars

Els resultats obtinguts tant amb la validació qualitativa com quantitativa (veure annex I), garanteixen que les dues simulacions siguin representatives de les condicions mesoescalars que van generar els principals sistemes de precipitació. A continuació, a partir de la comparació del camp de reflectivitat radar simulat i l'observat amb la XRAD pel producte CAPPI 1 km (Constant Altitude Plan Position Indicator), es distingiran quines són les estructures de precipitació que el model aconsegueix reproduir amb més exactitud.

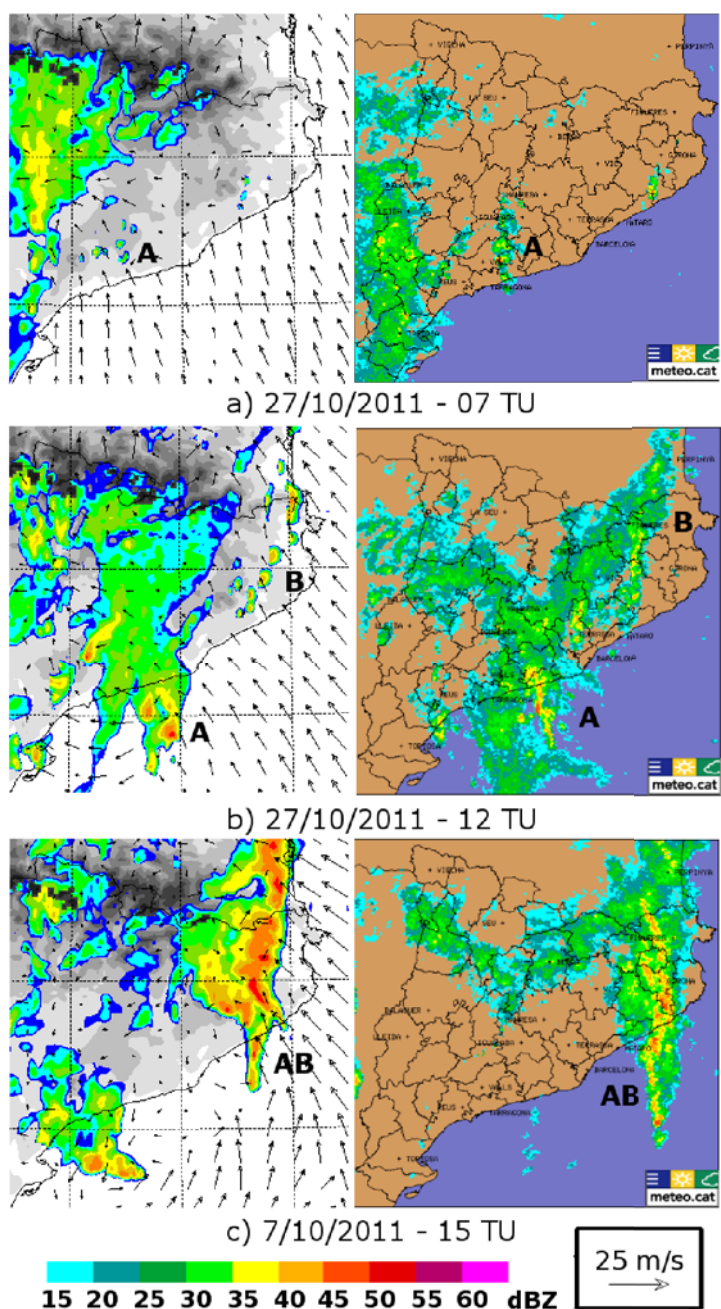


Figura 7.13: Reflectivitat radar a 2500 m (fons de color, dBZ) i vent a 10 m (fletxes, m/s) obtinguts amb la simulació AW2700 versus la reflectivitat observada mitjançant la XRAD. Els instants seleccionats pel dia 27/10/2011 són: a) 07 TU, b) 12 TU i c) 15 TU. Els diferents sistemes convectius s'han etiquetat amb les lletres A i B.

La figura 7.13 correspon a l'episodi del dia 27 d'octubre: inicialment (07 TU; fig. 7.13a), el model capta l'arribada des de l'oest de la banda estratiforme associada al sistema frontal, però no identifica íntegrament la seva estructura. Contràriament a les observacions, assigna la zona més intensa a l'extrem nord de la banda. En aquest sentit, la línia convectiva que s'estén des de la costa de Tarragona cap a l'interior (sistema A), no és ben capturada pel

model on només s'observen petits nuclis convectius. A partir del migdia (fig. 7.13b), un cop la banda estratiforme ha avançat progressivament cap a l'est i s'ha fusionat amb el sistema A, ara més intens (45 dBZ), el model reproduïx amb més exactitud la localització d'aquest nucli convectiu, com també el desenvolupament d'un nou sistema convectiu B davant el front. A continuació, el sistema A inclòs dins la banda frontal estratiforme avança en direcció nord-est i es fusiona amb el sistema B que s'havia mantingut quasi-estacionari al nord-est de Catalunya. Com mostra la figura 7.13c, el nou sistema convectiu mesoescalar AB molt ben organitzat és capturat amb molta exactitud pel model tant espacial com temporalment. Aquest sistema AB s'analitzarà amb més detall. Les observacions radar als Pirineus no mostren cap sistema convectiu destacable, sinó que al llarg de tot l'episodi només es detecta precipitació estratiforme d'origen orogràfic.

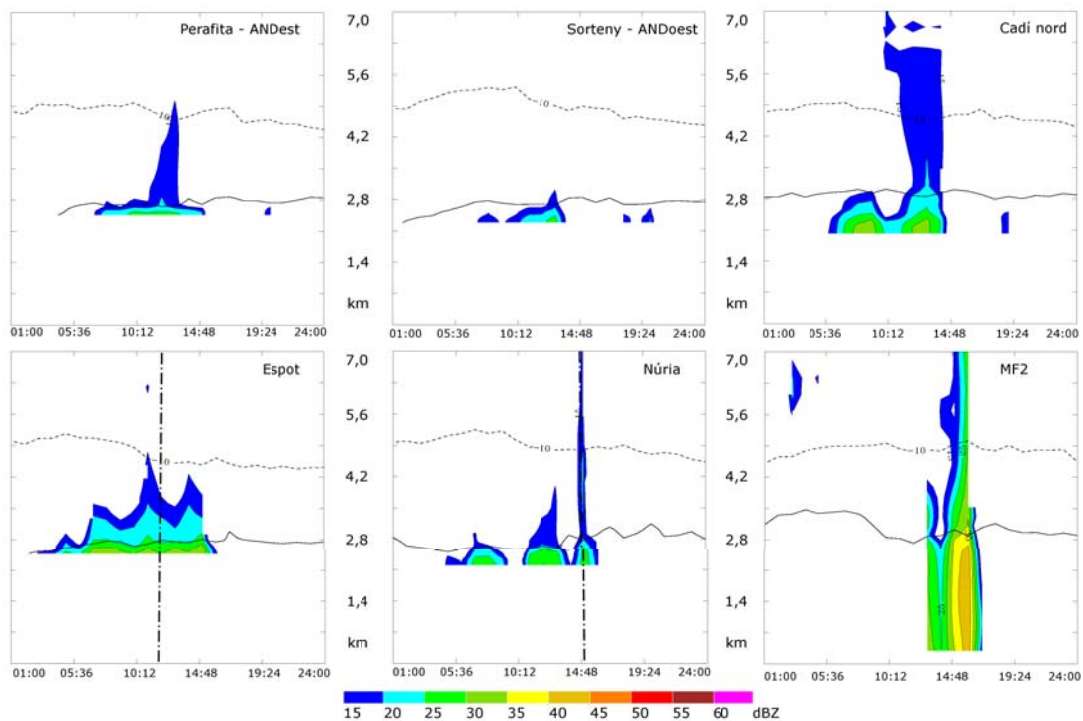


Figura 7.14: Evolució del perfil vertical de reflectivitat radar (dBZ) per a la simulació AW2700 al llarg del dia 27/10/2011 a diferents punts dels Pirineus i el nord-est de Catalunya: Perafita (ANDest), Sorteny (ANDoest), Espot, Núria, Cadí nord i MF2. La localització dels punts es pot veure a la figura 7.1c. Les isoterms de 0 i  $-10^{\circ}$  C s'indiquen amb la línia negra contínua i discontinua, respectivament. La línia vertical indica l'instant seleccionat pel càlcul de les retrotrajectòries.

La naturalesa estratiforme o convectiva dels sistemes de precipitació la podem identificar mitjançant l'evolució temporal de la reflectivitat radar simulada al llarg del dia 27 a diferents punts situats a la zona dels Pirineus (Espot, Sorteny, Perafita, Núria, Cadí-nord) i al nord-est de Catalunya representada a la figura 7.14. L'estructura vertical dels punts seleccionats als Pirineus és poc desenvolupada i bastant homogènia, amb una extensió vertical on els valors de reflectivitat superiors a 20 dBZ no sobrepassen els 3000 m. Això confirma el caràcter estratiforme de

la precipitació en aquesta zona més elevada. Pel punt corresponent a l'estació meteorològica MF2 situada al nord-est al peu dels cims, s'identifica el pas del sistema convectiu caracteritzat per valors màxims de reflectivitat propers als 40 dBZ i una extensió vertical del sistema que assoleix els 7000 m (valors de reflectivitat superiors als 30 dBZ).

L'evolució dels sistemes de precipitació durant el següent episodi (03/11/2011) es mostren a la figura 7.15. La matinada del dia 3 de novembre, el radar mostra l'avanç des de l'oest d'un sistema estratiforme i el desenvolupament de les línies de precipitació C i D. El model, però, situa erròniament la banda estratiforme massa a l'oest i no detecta el sistema C. En canvi, sí que desencadena els nuclis convectius inicials del sistema D sobre els primers relleus del sector nord-est. Als Pirineus i Andorra el model desenvolupa nombrosos sistemes de precipitació que el radar observa de forma més dispersa i no tan homogènia. Durant les següents hores ambdós sistemes es mantenen estacionaris, el sistema D sobre els relleus del nord-est i el sistema C es regenera formant noves cel·les convectives que es propaguen al llarg d'un eix sud-nord mantenint-se així quasi-estacionari a la zona central de Catalunya. Tot i que el model capta la intensificació del sistema C durant el matí del dia 3 (09 TU; fig. 7.15b), aquest no és capaç de captar la dinàmica real del sistema convectiu mesoescalar (regeneració) i el fa avançar ràpidament cap al nord-est on dues hores més tard (11 TU) es fusiona amb el sistema D. Les imatges radar indiquen que aquesta fusió no es va produir fins al migdia, més tard que l'instant identificat pel model. El fet que el model no reproduïx l'estacionarietat del sistema C explicaria la important subestimació detectada en el camp de precipitació simulat a la zona central de Catalunya. Aquesta primera part de l'episodi es pot associar a l'ona ciclònica secundària que va afectar el sector càlid i humit davant del front.

Més tard a la tarda (fig. 7.15d) les imatges radar mostren el pas d'oest a est d'una segona línia convectiva (E) associada a l'avanç del límit frontal però que el model no aconsegueix reproduir amb exactitud. La simulació genera un sistema molt més a l'oest, que causa de nou la subestimació de la precipitació a la zona central de Catalunya. Així doncs, la modelització no es pot considerar representativa de la segona part de l'episodi; en canvi sí que ho és de la primera fase, és a dir dels sistemes C i el CD. Pel que fa als Pirineus, a diferència de l'episodi anterior, les observacions radar indiquen una estructura més homogènia i nuclis amb reflectivitat més elevada al llarg de tot l'episodi.

El detall de l'evolució temporal del perfil vertical de reflectivitat simulada als diferents punts dels Pirineus i també a la Catalunya central (Sant Salvador de Guardiola) i al nord-est de la península (MF2) s'ha representat a la figura II.1 de l'annex II. En aquest episodi, els sistemes de precipitació mostren una estructura més desenvolupada on els valors de reflectivitat superiors a 20 dBZ assoleixen de mitjana altituds entre els 3000 i 5700 m, a més de detectar-se clarament la formació d'alguna cel·la convectiva en què l'extensió vertical supera els 7 km. Els valors màxims de reflectivitat són superiors als 30 dBZ (en groc). Aquestes estructures indiquen que als Pirineus s'identifiquen sistemes de caràcter estratiforme amb el desenvolupament puntual de nuclis convectius. En canvi, pels punts corresponents a Guardiola i MF2, es distingeix el marcat caràcter convectiu dels sistemes que s'hi van desenvolupar, amb reflectivitats superiors

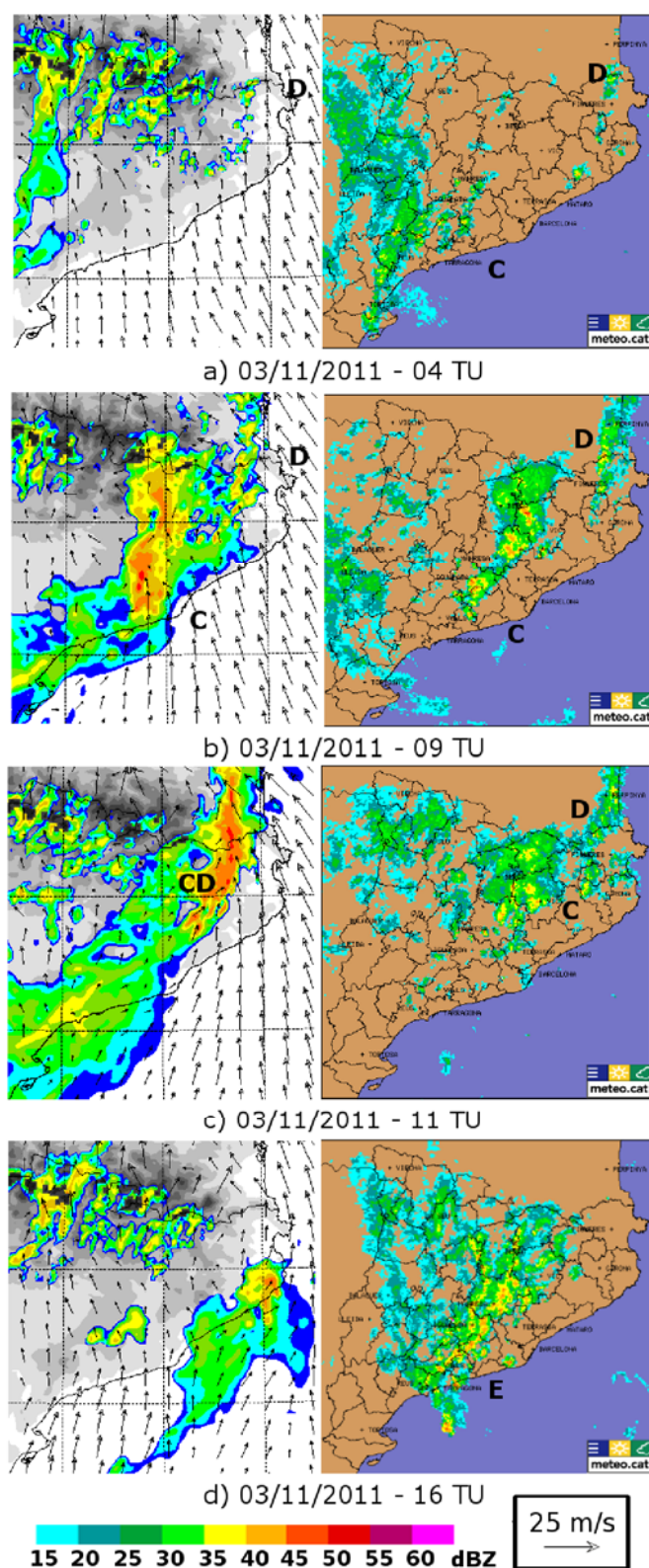


Figura 7.15: Reflectivitat radar a 2500 m (fons de color, dBZ) i vent a 10 m (fletxes, m/s) obtinguts amb la simulació CE0300N versus la reflectivitat observada mitjançant la XRAD. Els instants seleccionats pel dia 03/11/2011 són: a) 04 TU, b) 09 TU, c) 11 TU i d) 16 TU. Els sistemes convectius s'han etiquetat amb les lletres C, D i E.

als 45 dBZ i una extensió vertical superior als 7 km.

### 7.5. Anàlisi detallada dels sistemes de precipitació

Ens trobem davant dos episodis que tot i les similituds que presenten tant pel que fa a la configuració sinòptica identificada com als sistemes de precipitació que es van desenvolupar, van ocasionar acumulacions totals de pluja que difereixen considerablement entre ells. A continuació es llisten els sistemes identificats i dels quals es farà una anàlisi més detallada de les condicions mesoescalars, dels factors que van afavorir la seva formació, a més d'identificar les característiques dels fluxos que van alimentar aquests sistemes mitjançant el càlcul de retrotrajectòries lagrangianes.

Primer de tot s'analitzaran els corresponents a l'episodi més intens del dia 3 de novembre del 2011:

*Sistema C (09 TU)* - Sistema convectiu mesoescalar quasi-estacionari desenvolupat a la zona del Bages (Catalunya central) on es regenera i es manté estacionari al llarg d'un eix sud-nord durant 4 hores.

*Sistema CD (11 TU)* - Sistema convectiu mesoescalar generat per la fusió dels sistemes C i D al nord-est de Catalunya.

*Sistemes pirinencs (07 - 10 TU)* - Sistemes de precipitació d'origen orogràfic formats als relleus pirinencs que van persistir durant tot l'episodi.

Per l'episodi del dia 27, més dèbil però climatològicament més freqüent en termes d'acumulació diària de precipitació, els sistemes seleccionats són:

*Sistema AB (15 TU)* - Sistema convectiu de regeneració retrògrada fruit de la fusió de la línia convectiva quasi-estacionària identificada al nord-est de Catalunya i del sistema frontal.

*Sistemes pirinencs (12 - 15 TU)* - Sistemes de precipitació estratiformes d'origen orogràfic que es van desenvolupar als relleus pirinencs.

#### 7.5.1. Anàlisi dels sistemes convectius mesoescalars C i CD del 03/11/2011

##### Sistema C

El sistema C a les 09 TU presenta un nucli convectiu molt intens amb reflectivitats que superen els 44 dBZ que s'estenen des de l'Alt Penedès en direcció nord fins al Bages (fig. 7.15b). La circulació present a nivells baixos sobre el mar, davant el sistema convectiu, presenta una component sud-est molt marcada que gira progressivament a sud-oest al sud de Catalunya (fig. 7.15b). Les observacions disponibles del camp de vent a 10 m mostrades en color taronja a la figura 7.16a confirmen el marcat flux de sud-est observat tant mar endins (boia del golf de Lleó) com a la meitat nord del litoral català des del Garraf fins al cap de Creus. Aquest flux incidint gairebé perpendicular al litoral va ser afavorit per l'ona ciclònica secundària detectada en el

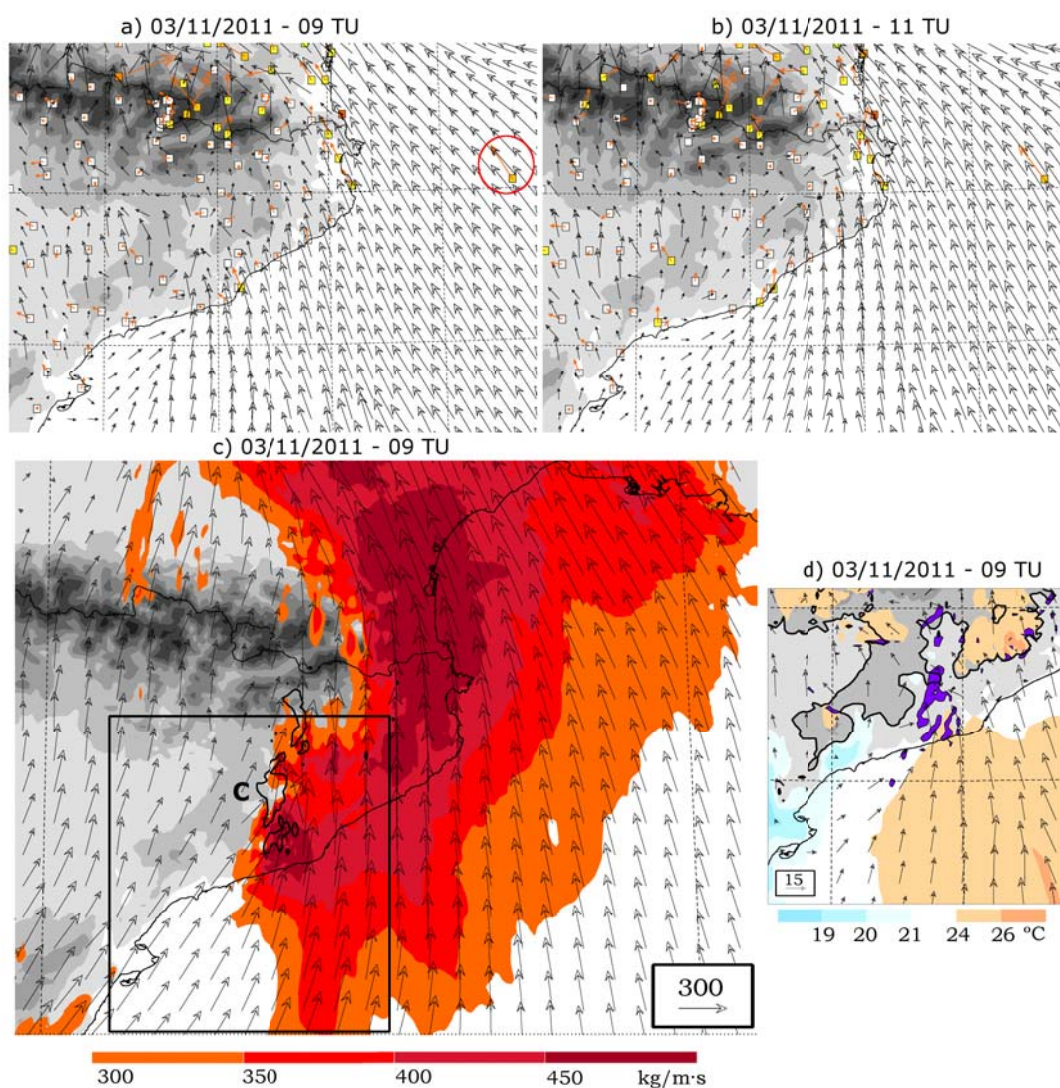


Figura 7.16: Comparació de la circulació a nivells baixos a partir de les observacions del vent a 10 m (fletxes taronges, m/s) i el camp de vent modelitzat (fletxes grises, m/s): a) 09 TU 03/11/2011 i b) 11 TU 03 /11/2011. El cercle vermell indica la boia del golf de Lleó. Diferents camps mesoescalars obtinguts amb la modelització CE0300N a les 09 TU: c) Flux d'humitat integrat en els primers 3 km de l'atmosfera (fons color i fletxes, kg/m·s), i reflectivitat radar superior a 44 dBZ (isolínia negra); d) Temperatura potencial virtual (fons de color, ° C), vent a 10 m (fletxes, m/s) i ascendències a 1000 m (fons lila, >1 m/s). El relleu es mostra en escala de grisos i en negre s'indica la isohipsa de 500 m.

camp de pressió en superfície (fig. 7.7d). El model també captura el flux més dèbil i variable al litoral sud.

L'envolupant de 44 dBZ d'aquesta estructura s'ha representat a la figura 7.16c superposada amb el flux d'humitat present a l'atmosfera als primers 3 km ( $Q_3$ ). Es detecta un màxim de 450 kg/m·s incidint directament al límit sud del sistema convectiu garantint així una aportació d'humitat molt notable pel manteniment del sistema de precipitació. Si es fa un zoom sobre aquesta regió es distingeix que és just sobre els primers relleus (> 500 m) on s'indueix l'ascens

## 7.5. Anàlisi detallada dels sistemes de precipitació

oroogràfic de la massa d'aire (fig. 7.16d).

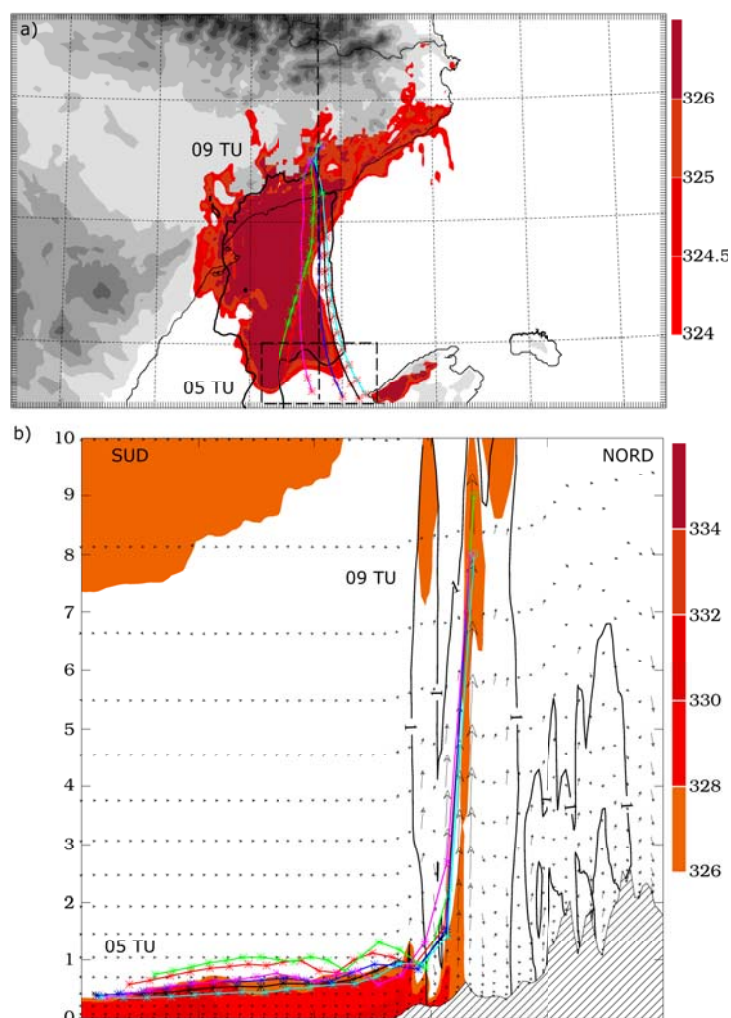


Figura 7.17: Retrotrajectòries lagrangianes (4 h) de les parcel·les d'aire seleccionades dins els ascensos convectius del sistema C amb la simulació CE0300N pel dia 3/11/2011. a) Projectió horitzontal on s'hi ha superposat el camp de temperatura potencial equivalent a 925 hPa (fons color, K) i CAPE de la partícula més inestable (isolínia negra, 1000 J/kg) a les 05:00 TU, instant en què les partícules es troben a l'inici de la trajectòria. b) Projectió vertical de les trajectòries amb la superposició de la temperatura potencial equivalent (fons color, K) i component vertical del flux transversal a la serralada (fletxes) a les 05 TU; proporció de mescla del contingut total dels hidrometeors > 1 g/kg (isolínia negra) a les 09 TU instant en què es produeix l'ascens. La línia negra discontinua indica l'eix del tall vertical, i el rectangle negre discontinu l'àrea del radiosondatge mitjà.

Les retrotrajectòries lagrangianes amb una durada de 4 h inicialitzades a les 09 TU (fig. 7.17) permetran confirmar el mecanisme d'ascens i completar la caracterització del flux d'alimentació del sistema convectiu. Les partícules seleccionades es localitzen a les parts més elevades del nucli convectiu (8-9 km d'altitud). Les retrotrajectòries indiquen que les partícules provenen d'una mateixa zona situada sobre el Mediterrani a l'oest de l'illa de Mallorca i sotmesa a la circulació de sud/sud-est (fig. 7.17a). Les partícules tenen per origen els primers 800



m de l'atmosfera i progressivament són elevades fins a superar els 1000 m a prop dels primers relleus, regió on es produeix el marcat ascens fins al cim de les cel·les convectives (fig. 7.17b). El seu recorregut transcorre per una àrea caracteritzada per un flux condicionalment inestable amb una elevada  $\theta_e$  a nivells baixos i valors de CAPE de l'ordre de 1000 J/kg (fig. 7.17a i b).

A continuació s'ha calculat un perfil termodinàmic mitjà dins l'àrea definida a la figura 7.17 representatiu de les característiques del flux d'origen. Els diagnòstics calculats confirmen la inestabilitat condicional del flux d'alimentació amb valors de CAPE superiors als 600 J/kg i un nivell de convecció lliure (LFC) situat als 846 hPa ( $\sim 1500$  m). Per tant l'ascens necessari pel desencadenament dels sistemes convectius no es va produir fins que les partícules van superar els 1000 m a prop dels primers relleus prou elevats.

Les observacions indiquen que el sistema es va mantenir estacionari durant unes hores, però el model no és capaç de reproduir aquesta característica. Una de les causes pot ser les discrepàncies en l'evolució de la circulació a nivells baixos entre les observacions i la modelització (fig. 7.16b). A la zona on s'havia generat el sistema C el model presenta una component clara de sud-oest tant en superfície com alçada que forçaria al sistema a evolucionar ràpidament cap al nord-est, però en canvi les observacions disponibles indiquen un vent més dèbil, fins i tot oposat. Analitzant les observacions de temperatura a 2 m o el camp de temperatura virtual tampoc s'ha detectat la formació de cap embossament d'aire fred generat pel propi sistema que pogués regir-ne l'estacionarietat (no es mostra). La manca d'observacions a la zona interior no ens permet descriure amb més detall la complexitat de la circulació present a nivells baixos en aquesta regió ni la dinàmica del sistema. Tan sols s'identifica com durant les hores posteriors a la formació del sistema C, la simulació va mantenir una massa d'aire condicionalment inestable en aquesta regió, però cap sistema de precipitació es va desenvolupar de manera que el mecanisme d'ascens orogràfic que inicialment havia desencadenat el sistema C no va actuar a causa d'aquest gir en la component del vent.

## Sistema CD

A continuació, el sistema C després de desplaçar-se en direcció nord-est es va fusionar amb el sistema D, situat a la frontera amb França (fig. 7.15c). Les figures 7.16a i b mostren com al llarg de tot el matí el model reproduïx amb exactitud la circulació de sud-est en superfície a l'extrem oriental dels Pirineus. Aquest flux moderat va penetrar cap a l'interior fins incidir amb els primers relleus on l'ascens orogràfic afavoria el continu desenvolupament de nuclis de precipitació. És, però, a les 11 TU amb l'arribada del sistema C que la circulació a nivells baixos mostra una zona amb una confluència molt marcada entre el flux de sud-est d'origen marítim i una circulació de sud-oest a l'interior envoltant el relleu pel seu extrem oriental. La desviació d'aquest flux a l'interior evidencia l'efecte de bloqueig dels Pirineus.

És en aquesta regió on es desenvolupa el sistema CD amb un nucli convectiu amb reflectivitats superiors als 44 dBZ que s'estén en forma de línia orientada sud/nord al límit est dels Pirineus (fig. 7.18a). Per aquesta estructura la modelització en el domini de 500 m de resolució ens permet identificar clarament com els marcats ascensos es van desenvolupar als vessants

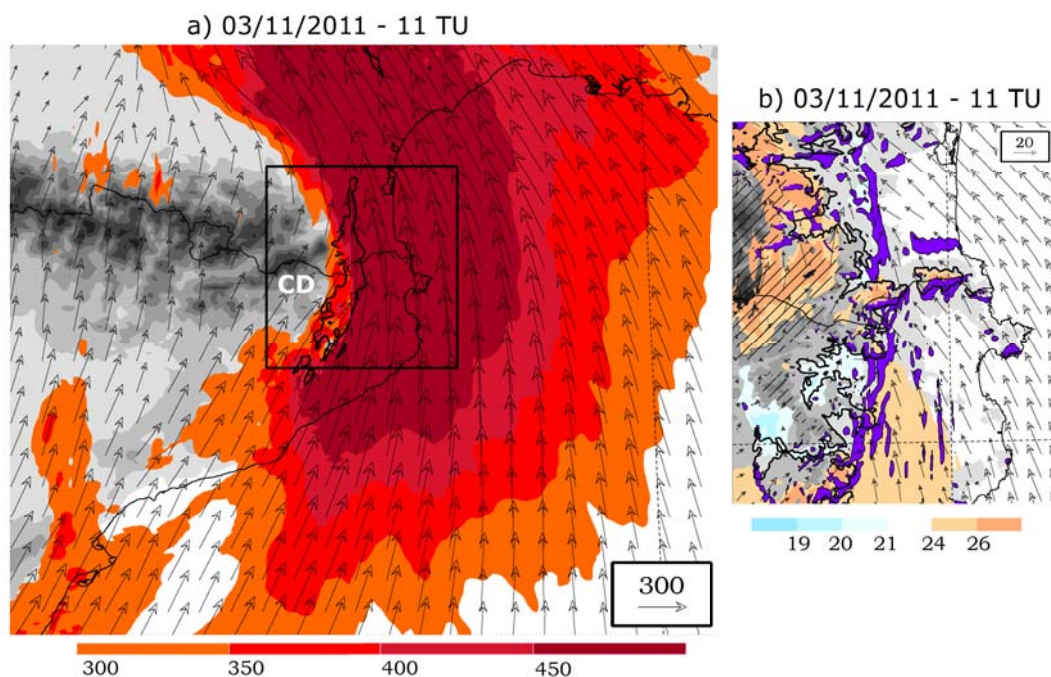


Figura 7.18: Diferents camps mesoscalars obtinguts amb la modelització CE0300N a les 11 TU del 3/11/2011: a) Flux d'humitat integrat en els primers 3 km de l'atmosfera (fons color i fletxes, kg/m·s), i reflectivitat radar superior a 44 dBZ (isolínia negra). b) Temperatura potencial virtual (fons de color, ° C), vent a 10 m (fletxes, m/s) i ascendències a 1000 m pel domini de 500 m de resolució horitzontal (fons lila, >1 m/s).

exposats del flanc oriental de la serralada (fig. 7.18b). A sotavent de la serra de l'Albera és l'única zona a les planes litorals on s'identifica un ascens, i es pot associar a una pertorbació del flux a sotavent del relleu en forma d'ona de muntanya. A més a més, com es mostra a la figura 7.18a, la circulació forçada per la configuració del relleu va afavorir un flux d'humitat màxim (450 kg/m·s) al llarg del litoral, que es canalitzava entre l'extrem est dels Pirineus i el massís Central, d'aquesta manera es va garantir una aportació contínua d'humitat. Per aquest sistema el camp de temperatura potencial virtual mostra un refredament sota el sistema de precipitació (< 20° C). L'aire fred que progressivament va anar omplint els fons de vall, va continuar la seva propagació en direcció est cap al litoral comportant-se com si fos una extensió del relleu. Aquest factor va ser clau perquè el sistema CD avancés cap al mar i es mantingués gràcies al continu ascens i desenvolupament de cel·les convectives just al límit frontal afavorit per la interacció entre el flux de sud-est condicionalment inestable i l'aire més fred generat pel propi sistema.

### 7.5.2. Anàlisi del sistema de precipitació AB del 27/10/2011

Durant el dia 27 a l'extrem oriental dels Pirineus es va originar un sistema convectiu molt similar al sistema CD descrit anteriorment (sec. 7.5.1). El sistema AB sorgeix de la intensificació dels nuclis convectius B generats a l'extrem oriental dels Pirineus coincidint amb l'avanc

sobre aquesta zona del sistema frontal A. Com mostra la figura 7.19a a les 15 TU es va originar una intensa línia convectiva al llarg d'un eix nord-sud, on els màxims de reflectivitat ( $> 44$  dBZ), igual que pel sistema CD, es localitzen sobre els primers relleus. Davant del sistema convectiu, als nivells baixos de l'atmosfera, es distingeix un màxim en l'advecció d'humitat ( $450$  kg/m·s) que va garantir eficientment l'alimentació de vapor d'aigua. El zoom sobre l'àrea on es va desenvolupar el sistema ens permet identificar la circulació a nivells baixos amb un flux ciclònic de sud-est incidint directament sobre l'extrem oriental de la serralada on s'hi desencadenen els marcats ascensos orogràfics (fig. 7.19b). Darrera el sistema es detecta un refredament de la massa d'aire ( $< 20^\circ$  C) que progressivament va anar omplint les petites valls. A diferència del sistema CD, el refredament i acumulació d'aire fred en aquest episodi va ser més notable ja que va coincidir amb l'arribada de l'aire més fred avançant darrera el límit frontal.

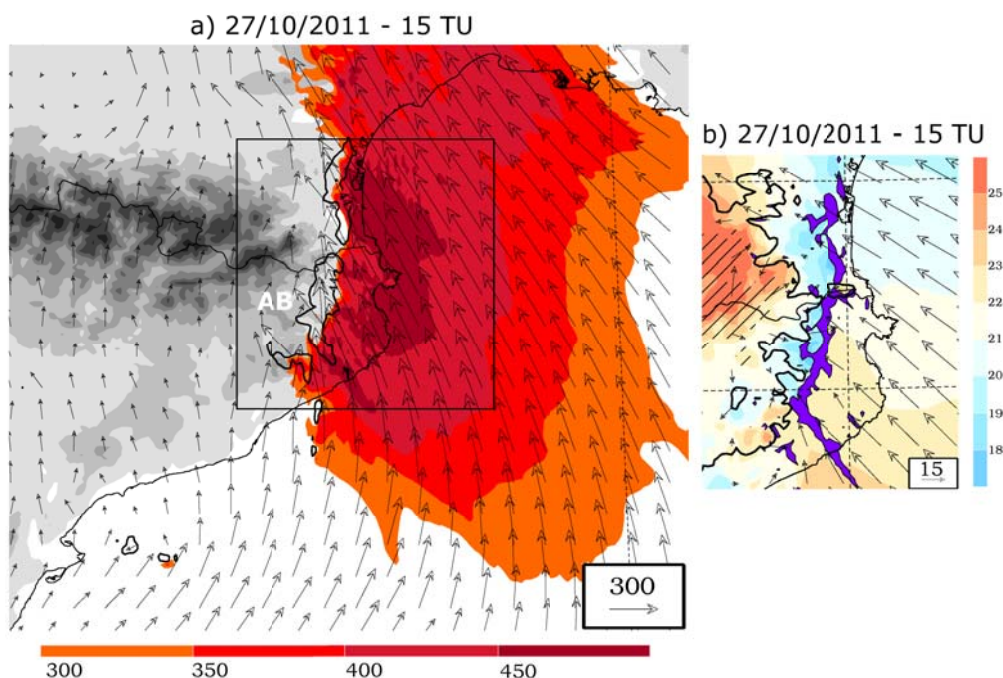


Figura 7.19: Camps mesoescalars obtinguts amb la modelització AW2700 a les 15 TU del 27/10/2011: a) Flux d'humitat integrat en els primers 3 km de l'atmosfera (fons color i fletxes, kg/m·s), i reflectivitat radar superior a 44 dBZ (isolínia negra). b) Temperatura potencial virtual (fons de color, ° C), vent a 10 m (fletxes, m/s) i ascensions a 1000 m (fons lila,  $>1$  m/s).

Les retrotrajectòries lagrangianes de les partícules situades dins l'estructura convectiva (8-9 km d'altitud) a les 15 TU mostren que l'origen principal de les partícules es troba als primers 1000 m de l'atmosfera al nord de les illes Balears (11 TU). El caràcter humit i inestable de la massa d'aire sobre aquesta regió es veu reflectit pels valors de  $\theta_e$  superiors a 324 K i CAPE propera als 1000 J/kg (fig. 7.20a). Les partícules van ser advectades pel flux de sud-est mantenint-se a una altitud constant i és quan avancen terra endins que pateixen el fort ascens. Els talls verticals realitzats a dues zones diferents del sistema (fig. 7.20b i c) indiquen que l'ascens es produeix per la combinació de dos factors: l'ascens directe desencadenat pel relleu

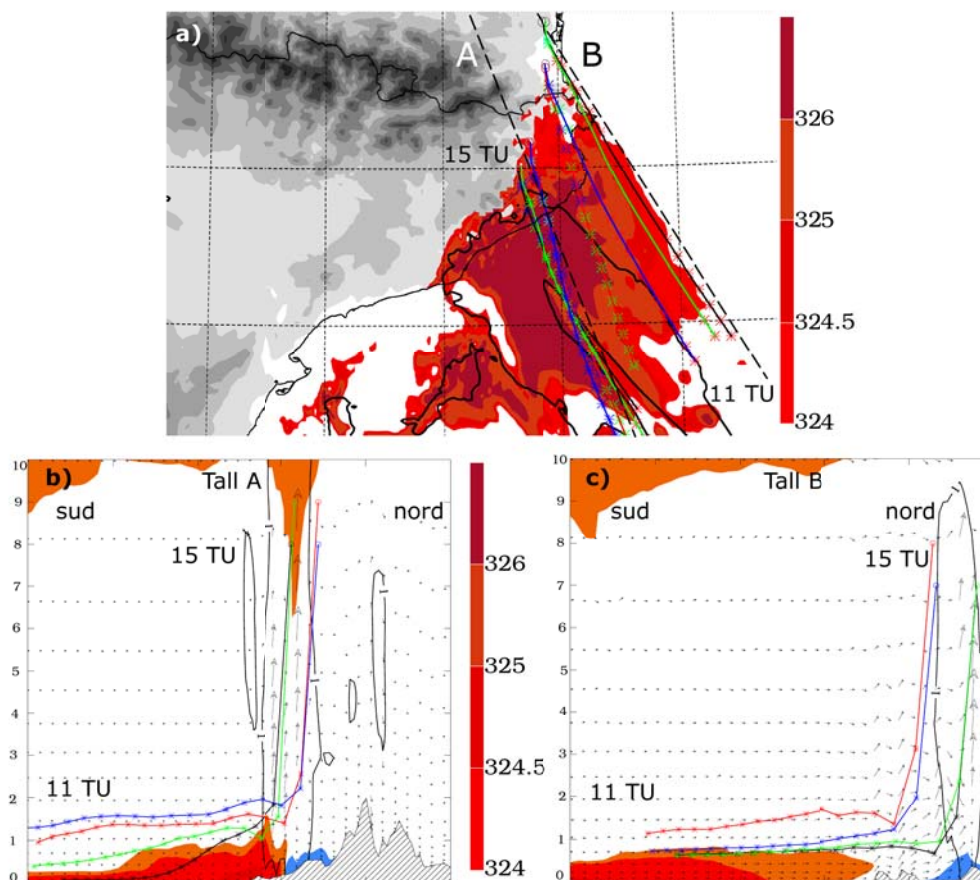


Figura 7.20: Retrotrajectòries lagrangianes (4 h) de les parcel·les d'aire seleccionades dins els ascensos convectius del sistema AB amb la simulació AW2700 del 27/10/2011. a) Projectió horitzontal amb el camp de temperatura potencial equivalent a 925 hPa (fons color, K) i CAPE de la partícula més inestable (isolínia negra, 1000 J/kg) a les 11 TU, instant en què les partícules es troben a l'inici de la trajectòria. b, c) Projectió vertical de les trajectòries: temperatura potencial equivalent (fons color, K) i component vertical del flux transversal a la serralada (fletxes) a les 11 TU; Proporció de mescla del contingut total dels hidrometeors > 1 g/kg (isolínia negra) i temperatura potencial virtual < 20 °C (àrea blava) a les 15 TU instant en què es produeix l'ascens. Les línies negres discontinües indiquen l'eix dels dos talls verticals A i B.

i l'efecte de l'embossament d'aire fred d'uns 400 m de gruix (en blau  $\theta_v < 21^\circ \text{C}$ ) que força el flux de sud-est a ascendir just a l'interactuar amb el seu flanc davant. En aquest cas l'aire fred va actuar com una prolongació del relleu que no va permetre que el sistema es mantingués estacionari, sinó que el va forçar a avançar en direcció est evacuant-lo cap al mar. Un cop al mar el sistema es va organitzar adquirint una estructura en forma de V característica dels sistemes mesoescalars de regeneració retrògrada (fig. 7.6e). Tot i que el model reproduïx amb exactitud l'evolució del sistema, a la zona del Rosselló, es detecta que el desplaçament cap al mar va ser més lent que l'observat a partir de les dades radar. Aquesta és la causa per la qual les acumulacions predites en aquesta zona fossin superiors a les observades, com indiquen els registres de les estacions meteorològiques.

### 7.5.3. Sistemes de precipitació identificats als Pirineus

#### Sistemes del dia 03/11/2011

A continuació, a partir del càlcul de retrotrajectòries lagrangianes, s'analitzaran les característiques del flux que va alimentar els sistemes de precipitació formats als Pirineus durant el matí del dia 3 de novembre. S'han seleccionat quatre zones, dues corresponen a l'àrea on es van registrar els màxims de precipitació als Pirineus (Espot i Núria) i les altres dues es situen a Andorra, on s'ha volgut diferenciar la meitat oest i est del Principat. L'instant d'inici de les retrotrajectòries s'ha escollit a partir de l'evolució del perfil vertical de reflectivitat (fig. II.1 de l'annex II).

La projecció horitzontal mostra que després de 4 h les trajectòries de les parcel·les d'aire escollides dins els diferents sistemes de precipitació, entre 4-5 km d'altitud, es localitzen sobre el mar a l'est del delta de l'Ebre evidenciant un flux únic d'alimentació de component sud. La zona d'origen a nivells baixos està associada a una massa d'aire condicionalment inestable amb valors de  $\theta_e$  superiors a 324 K i una CAPE al voltant dels 1000 J/kg (fig. 7.21 primera columna). El flux d'humitat contingut en els primers 3 km (fig. 7.21 segona columna) presentava valors elevats al llarg de tot el litoral ( $>350$  kg/m·s). Tot i penetrar terra endins aquest flux es veu bloquejat pels primers relleus elevats a més d'alimentar principalment els sistemes de precipitació C i CD desencadenats als relleus pre-litorals. D'aquesta manera el flux que és advectionat fins als Pirineus, durant el seu recorregut, veu reduït considerablement el seu contingut d'humitat ( $<300$  kg/m·s). Tot i això, s'identifiquen alguns màxims relatius, per exemple a la zona d'Espot (fig. 7.21a2), situada a l'oest dels sistemes C i CD, o bé a Núria zona més propera a l'extrem oriental per on es canalitza el màxim flux d'humitat (300 kg/m·s; fig. 7.21d2). Andorra en canvi sembla quedar a recés dels fluxos d'humitat més marcats de component sud.

Els talls verticals al llarg de la direcció de propagació del flux d'alimentació mostrat a la tercera columna de la figura 7.21 indiquen que el nivell d'origen de les parcel·les d'aire es troba entre els 1000 i 3000 m d'altitud. Els ascensos, menys marcats que en els sistemes C i CD, es desencadenen sobre els relleus més elevats. Aquest tall permet identificar en quines zones la massa d'aire condicionalment inestable aconsegueix penetrar fins els relleus pirinencs. A Espot i Núria s'identifiquen valors de  $\theta_e$  de 320 K. Pel cas d'Andorra, es distingeix que la meitat est del Principat a sotavent de la serra del Cadí la massa d'aire és majoritàriament bloquejada per aquesta serralada.

#### Sistemes del dia 27/10/2011

Les característiques de les retrotrajectòries calculades pels sistemes de precipitació seleccionats a la zona d'Espot i Núria el dia 27 d'octubre es mostren a la figura 7.22. L'origen de les parcel·les d'aire després de 4 h de l'inici de la retrotrajectòria es situa al sud de Catalunya ja sobre el mar, aprop del delta de l'Ebre pel sistema d'Espot i al nord de les Balears pel sistema de Núria. Les característiques de la massa d'aire en aquesta zona d'inici presenta valors de  $\theta_e$  elevats ( $> 320$  K), però en canvi a diferència del dia 3 la CAPE és inferior als 1000 J/kg

## 7.5. Anàlisi detallada dels sistemes de precipitació

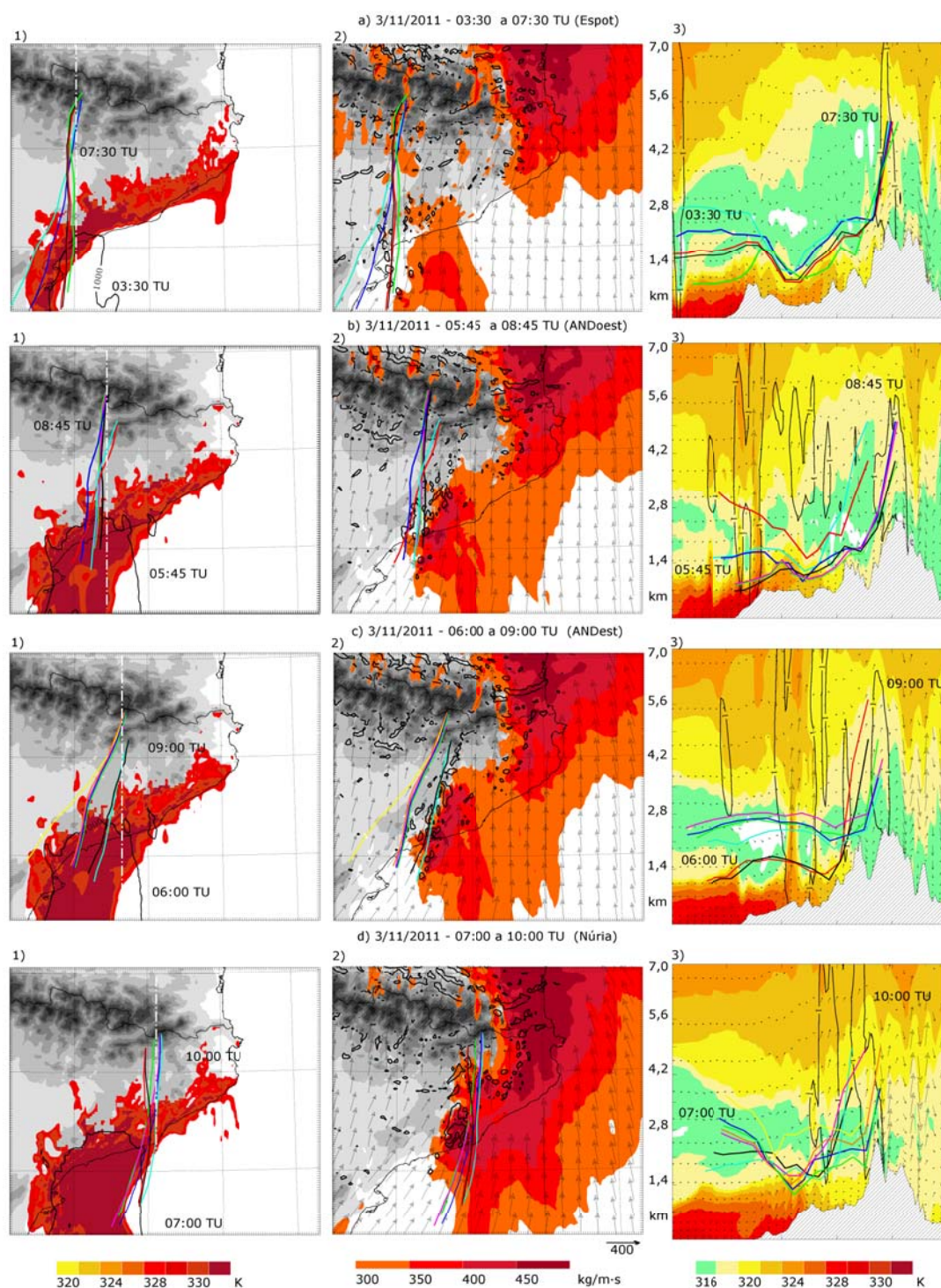


Figura 7.21: Detall de les retrotrajectòries iniciades als Pirineus el dia 03/11/2011 per a la simulació CE0300N: Espot (primera fila), oest d'Andorra (segona fila), est d'Andorra (tercera fila) i Núria (última fila). Primera columna:  $\theta_e$  a 925 hPa (fons color, K) i CAPE de la partícula més inestable (isolínia negra, 1000 J/kg) a la zona d'inci de la trajectòria (03:30, 05:45, 06:00 i 07:00 TU respectivament). Segona columna: flux d'humitat  $Q_3$  (fons de color i fletxes, kg/m-s) i ascendències  $> 1$  m/s detectades a 1,5 km d'altitud (isolínia negra) a la zona d'ascens als Pirineus (07:30, 08:45, 09:00 i 10:00 TU respectivament). Tercera columna: tall vertical de  $\theta_e$  i el contingut total d'hidrometeors a la zona d'ascens de les retrotrajectòries. La línia blanca discontinua indica l'eix dels talls verticals.

(fig. 7.22a i d). Pel que fa al flux d'humitat advectat fins la zona d'ascens, pel sistema d'Espot s'observa un màxim relatiu (175 kg/m·s) al llarg del mateix eix seguit per les retrotrajectòries. La zona de Núria es situa a l'oest del flux màxim que va alimentar el sistema AB representat per les marcades ascendències a l'extrem nord-est de Catalunya. Tant a les 12 com les 15 TU al llarg de tot el Pirineu s'identifiquen zones d'ascendència, algunes d'elles a sotavent de la serralada reflectint la pertorbació del flux a causa del relleu (fig. 7.22b i e). El tall vertical permet identificar el nivell d'origen de les partícules (fig. 7.22c i f). Pel sistema d'Espot aquestes es situen entre els 1500 i 2500 m, amb ascensos orogràfics de només uns 2,5 km de manera que l'estructura vertical del sistema de precipitació era poc desenvolupada (4 km) de caràcter estratiforme. En canvi pel sistema de Núria el flux d'alimentació es situa més aprop de la superfície (600-900 m) i es pot associar a la massa d'aire condicionalment inestable. Les ascendències identificades són molt més marcades, assolint els 5-6 km d'altitud, reflectint la naturalesa convectiva d'aquest sistema.

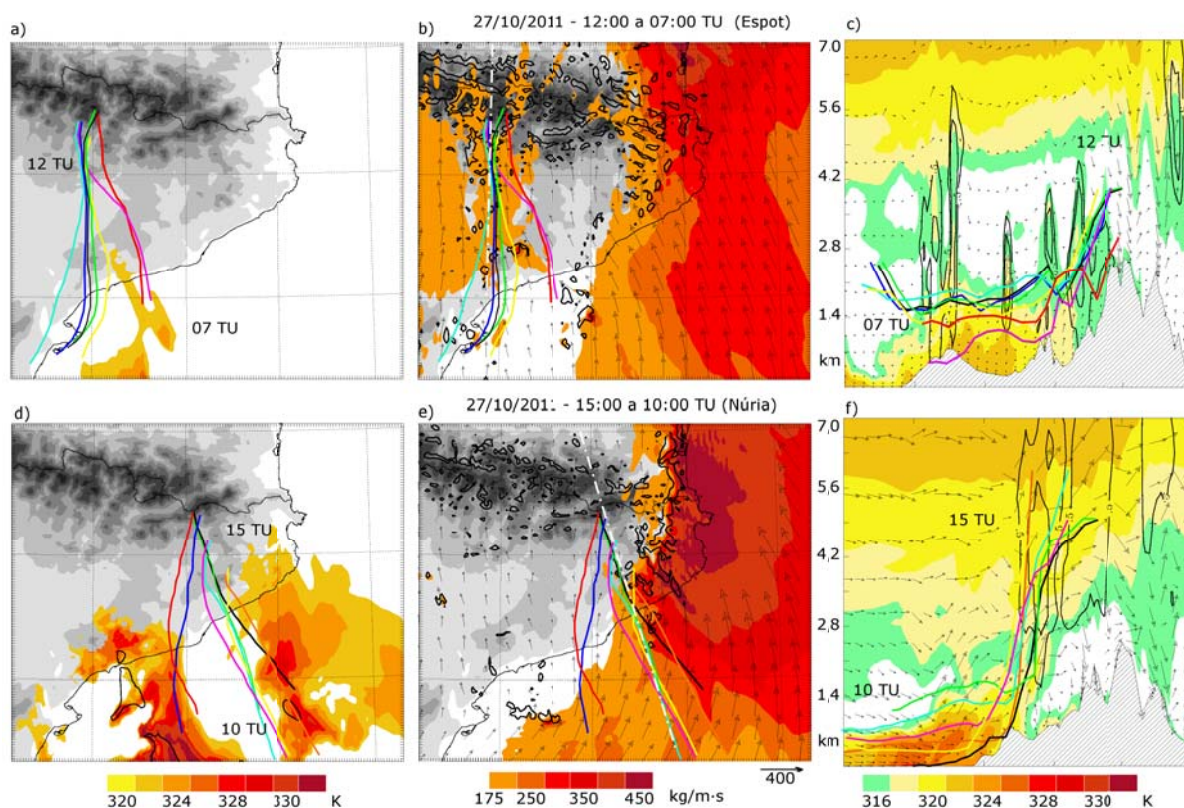


Figura 7.22: Detall de les retrotrajectòries iniciades als Pirineus el dia 27/10/2011 per a la simulació AW2700: Espot (primera fila) i Núria (segona fila). Primera columna:  $\theta_e$  a 925 hPa (fons color, K) i CAPE de la partícula més inestable (isolínia negra, 1000 J/kg) a la zona d'inci de la trajectòria (07 i 10 TU respectivament). Segona columna: flux d'humitat  $Q_3$  (fons de color i fletxes, kg/m·s) i ascendències  $> 1$  m/s detectades a 1,5 km d'altitud (isolínia negra) a la zona d'ascens als Pirineus (12 i 15 TU respectivament). Tercera columna: tall vertical de  $\theta_e$  i el contingut total d'hidrometeors a la zona d'ascens de les retrotrajectòries. La línia blanca discontinua indica l'eix dels talls verticals.

### Comparació del flux d'alimentació dels sistemes de precipitació identificats als Pirineus

A la taula 7.2 s'ha resumit l'evolució de les característiques del flux d'alimentació entre la zona d'origen i un cop aquest ascendeix als Pirineus 4 h més tard. Les variables seleccionades per fer la comparació entre els sistemes del dia 3 de novembre i els del 27 d'octubre són: l'altitud o nivell on es troben les parcel·les d'aire, la proporció de mescla de vapor d'aigua i la intensitat de la component del vent perpendicular a la serralada.

Taula 7.2: Evolució de les característiques entre la zona d'origen i la zona d'ascens del flux d'alimentació dels sistemes de precipitació pirinencs.

Sistema	03-nov	Zona d'inici				Zona d'ascens			
	Pluja (mm)	$\theta_e$ (K)	Z (km)	$r_v$ (g/kg)	v (m/s)	$Q_3$ (kg/m·s)	Z (m)	$r_v$ (g/kg)	v (m/s)
Esplot	114	325	1,2-2,0	5,8-6,7	14,0-15,5	300-350	2,8	6,5	18,6
Núria	110	326	2,6	5,0	15,0-17,0	300	3,0	5,5	18,0-20,0
And-oest	70	326	1,2	10,0-6,0	12,0-15,0	300	1,6	7,8	19,0
And-est	60	326	3,0	5,4	14,0	300	2,5	5,8	15,3
Sist-C	203	324	0,6	10,0-12,0	14,5	450	0,9-1,8	9,4-11,2	20,0
Sist-CD	300	324	0,5-1,5	5,0-11,8	12,5-16,0	450	1,5-3,0	4,0-8,0	16,0-23,0
Sistema	27-oct	Zona d'inici				Zona d'ascens			
Esplot	45	320	1,5	6,5-7,0	9,0-13,0	175	2,0	6,5-5,5	12,0-14,0
Núria	20	321	0,6-0,9	9,5	9,5-11,0	150	1,0-2,0	8,5	12,0-15,0
Andorra	15	320	2,0-3,0	5,4	8,0-10,0	150	2,5-3,0	5,4	12,0-14,0

Tot i que existeix una variabilitat intrínseca en les característiques del conjunt de partícules seleccionades per cadascun dels sistemes de precipitació, aquestes segueixen una tendència ben definida. En aquest sentit, com exemple, a la figura 7.23 s'ha representat l'evolució detallada de les variables  $r_v$  i v per dos dels sistemes identificats el dia 3 de novembre (Núria i sistema C).

La diferència més notable entre els dos episodis es detecta en el flux d'humitat present als primers 3 km de l'atmosfera. La magnitud de  $Q_3$  el dia 3 a la zona dels Pirineus (300 kg/m·s) és gairebé el doble que el dia 27, amb valors de només 175 kg/m·s. En ambdós episodis, l'altitud inicial del flux d'alimentació en conjunt es situa entre 0,5 i 3 km, essent els sistemes de precipitació situats a Andorra els que tenen l'origen als nivells més elevats ( $> 1$  km). Tot i això les parcel·les d'aire al llarg del seu recorregut es veuen sotmeses a desplaçaments verticals a causa de la interacció amb la complexa orografia de Catalunya. En aquest sentit, a la zona d'ascens les partícules es troben a una altitud superior a la d'origen (1,5-3 km). El fet de trobar-se a aquest nivells més elevats fa que les característiques termodinàmiques d'aquestes



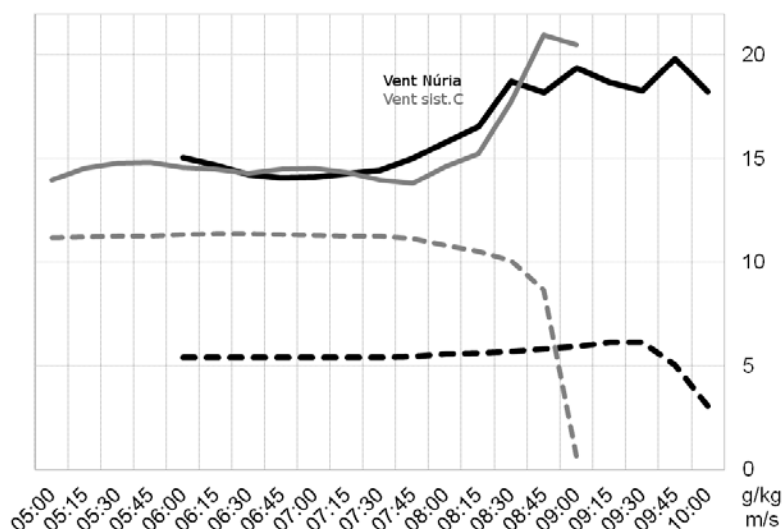


Figura 7.23: Evolució temporal de les característiques del flux d'alimentació de dos dels sistemes de precipitació analitzats: Núria (en negre) i sistema C (en gris). Els camps representats són la component transversal del vent (línia contínua, m/s) i la proporció de mescla del vapor d'aigua (línia discontinua, g/kg).

parcel·les d'aire difereixin bastant de les presents a nivells baixos i per tant no presentin una inestabilitat condicional tant marcada i els valors de CAPE siguin inferiors a 50 J/kg o nuls. Coherentment, es detecta que la proporció de mescla de vapor d'aigua ( $r_v$ ) és més elevada com més aprop de la superfície transcorre el recorregut de la parcel·la d'aire, ja que és a nivells baixos on la massa d'aire presenta valors de  $\theta_e$  més elevats. Els valors de  $r_v$  es troben entre els 5 i 10 g/kg per ambdós episodis, essent bastant similars entre els dos dies pels mateixos sistemes de precipitació. Només pel sistema de Núria es detecta una diferència remarcable: pel dia 27 d'octubre els valors de  $r_v$  són 3 g/kg superiors que els del dia 3 de novembre. Finalment, cal destacar la notable diferència entre ambdós episodis pel que fa a la intensitat de la component del vent transversal a la serralada. Tot i que pels dos dies s'identifica una intensificació del vent entre la zona d'origen i la d'ascens (4-7 m/s superior), la component del vent incidint perpendicular a la serralada el dia 3 de novembre era més forta que el dia 27. El rang de velocitats el dia 27 es troba entre els 9 i 15 m/s, en canvi el dia 3 entre els 12 i 20 m/s, garantint així un ascens orogràfic més marcat.

Si ens fixem en les característiques del flux d'alimentació pels sistemes C i CD, a diferència dels sistemes pirinencs, s'observa com les retrotrajectòries tenen el seu origen en els primers 1000 m d'altitud, on es localitza la massa d'aire condicionalment inestable amb valors de CAPE de fins 1000 J/kg, i  $r_v$  superior als 10 g/kg. A més a més, el flux d'humitat hi és màxim amb valors de fins 450 kg/m·s, com també ho és la component del vent transversal a la serralada amb intensitats que oscil·len entre els 12 i 23 m/s.

## 7.6. Conclusions

Els dos episodis ocorreguts durant el període EOP del programa HyMeX, la tardor del 2011, presenten moltes similituds tant pel que fa a la configuració sinòptica identificada com als sistemes de precipitació que es van desenvolupar. Tot i això, les acumulacions totals registrades difereixen considerablement entre ambdós episodis, de manera que el del dia 3 de novembre 2011 destaca notablement perquè va ser el més intens dels ocorreguts entre la tardor del 2011 i la del 2012 a Andorra.

La primera part del capítol s'ha dedicat a la simulació dels dos episodis a partir del model francès MESO-NH, que constitueix el fonament físic del model AROME utilitzat per elaborar les prediccions meteorològiques diàries a França i Andorra. A partir d'una anàlisi preliminar s'ha avaluat la sensibilitat del model segons la variació de les condicions inicials. A més de variar en un primer temps, l'instant d'inici de la modelització també s'han utilitzat dues anàlisis mesoescalars diferents: l'IFS del centre europeu i l'anàlisi AROME-WMED. Aquesta segona assimila un nombre superior d'observacions, ja que a més de les observacions convencionals i de les dades radar franceses també inclou, exclusivament pel programa HyMeX, les dades de les estacions meteorològiques de la zona mediterrània nord-occidental (Espanya, Itàlia, Marroc, Tunísia). Teòricament amb aquesta anàlisi s'hauria d'obtenir una millor descripció de les condicions mesoescalars i per tant també una millor predicció dels sistemes de precipitació intensa.

En conjunt, en termes de precipitació acumulada, les simulacions no han mostrat uns millors resultats utilitzant les anàlisis AROME-WMED. Contràriament a l'esperat, pel cas més intens (03/11/2011) en què es va formar un sistema convectiu quasi-estacionari al centre de Catalunya (sistema C), ha estat amb les anàlisis IFS que s'ha obtingut una reproducció més acurada de l'episodi (CE0300N). En canvi, pel segon episodi del dia 27, menys intens als Pirineus però amb un sistema convectiu (sistema AB) situat al nord-est a la frontera amb França, la simulació inicialitzada amb l'anàlisi AROME-WMED dóna clarament els millors resultats (AW2700). En aquest sentit, sembla que l'ús d'unes anàlisis o altres per obtenir els millors resultats de les modelitzacions depèn en primer terme de la naturalesa de l'episodi. Complementàriament, pel cas més intens, s'ha analitzat l'impacte en el camp de precipitació d'una modelització a alta resolució (500 m) als Pirineus. Per aquest cas concret, el camp obtingut segueix la mateixa estructura tant pel que fa a la intensitat i distribució de la precipitació que els resultats a 2,5 km. En aquest sentit, els resultats obtinguts pel camp de pluja a 500 m per aquest episodi no reflecteixen una millora significativa respecte els obtinguts a 2,5 km, fet que no justifica l'elevat cost computacional que suposa una simulació a aquesta resolució.

A continuació, a la segona part del capítol, s'ha aprofundit en l'anàlisi mesoescalar dels sistemes de precipitació reproduïts pel model. A escala sinòptica ambdós episodis es caracteritzen per la circulació ciclònica de sud/sud-est incidint sobre el nord-est de la península i la presència d'un solc de geopotencial en alçada que afavoreix un flux de sud-oest a nivells mitjans i alts. Aquesta configuració coincideix amb els tipus de circulació característic d'episodis de precipitació intensa al nord-est de la península Ibèrica i al sud-est de França identificats a diferents treballs (Martin-Vide et al., 2008; Nuissier et al., 2011; Romero et al., 1999).

Els sistemes convectius més intensos desenvolupats el dia 3 de novembre van ser els sistemes C i CD, que van originar precipitacions de fins a 200 i 300 mm respectivament a causa de la seva estacionarietat. La modelització CE0300N, identifica com el flux ciclònic de sud-est condicionalment inestable present als primers 1000 m de l'atmosfera va alimentar aquests dos sistemes de precipitació. Les retrotrajectòries indiquen que el principal mecanisme d'ascens que va afavorir el desenvolupament dels nuclis convectius va ser l'ascens orogràfic. Els radiosondatges representatius d'aquest flux situen el seu LFC relativament per sobre els 1000 m, en aquest sentit els ascensos es van produir a la serralada pre-litoral ( $> 600$  m) i no als relleus litorals. Els dos màxims del flux d'humitat ( $450$  kg/m·s) identificats pel model coincideixen amb les zones on es van generar els dos sistemes: un penetrant pel litoral del sud de Barcelona i el segon a l'extrem oriental dels Pirineus. La posterior intensificació i estacionarietat del sistema C no ha pogut ser reproduïda per la modelització, molt probablement a causa d'una representació poc acurada del flux a nivells baixos. El model, contràriament a les observacions afavoreix un gir de la component sud-est a sud-oest a la part posterior del sistema convectiu, de manera que s'inhibeix la component perpendicular a la serralada que afavoria l'ascens orogràfic del flux condicionalment inestable. En canvi, accelera el seu avanç cap al nord-est.

Per altra banda, per ambdós episodis s'identifica un sistema convectiu estacionari en forma de banda allargada sud-nord als primers relleus de l'extrem nord-est dels Pirineus (sistemes CD i AB). Els primers nuclis convectius s'hi desenvolupen per ascens orogràfic del flux moderat de sud-est ( $13$ - $16$  m/s) condicionalment inestable present a nivells baixos.

Tot i les similituds, les dinàmiques seguides pels dos sistemes van ser diferents. Els nuclis convectius del sistema D es van organitzar i reforçar coincidint amb l'arribada des del sud-oest del sistema C. Aquest nou sistema CD, més intens, va afavorir el desenvolupament d'un corrent de densitat pel refredament generat sota del mateix sistema. Aquest corrent va jugar un paper clau en el posterior avanç del sistema cap al mar. L'aire fred es va acumular omplint els fons de vall i a continuació a causa del bloqueig dels Pirineus a l'oest, el corrent de densitat va avançar en direcció est desencadenant noves cel·les convectives al seu flanc davanter. Aquest mateix efecte s'ha detectat a partir de les retrotrajectòries calculades en el sistema AB. En aquest cas però l'acumulació més notable d'aire fred omplint les valls de l'extrem nord-est té el seu origen en l'arribada del límit frontal des de l'oest. Així doncs la canalització de l'aire fred a l'extrem oriental dels Pirineus afavoreix l'organització dels nuclis convectius estacionaris que en el seu avanç progressiu cap al mar formen un sistema convectiu de regeneració retrògrada.

En últim terme, s'han comparat les característiques dels fluxos que van alimentar els sistemes de precipitació als Pirineus, per tal d'identificar alguns dels factors que van afavorir les notables diferències en les acumulacions registrades entre els dos episodis. A partir de l'anàlisi de les retrotrajectòries lagrangianes, tot indica, que malgrat la presència a nivells baixos d'una massa d'aire condicionalment inestable, són les condicions presents entre  $0,5$  i  $3$  km d'altitud les que marquen les diferències entre els dos episodis. En concret, les variables que apunten com a determinants són la intensitat de la component del vent transversal a la serralada i la magnitud del flux d'humitat als primers  $3$  km de l'atmosfera. Com més intens sigui el camp de

vent incidint sobre els Pirineus a partir de 1000 m més eficient serà l'ascens orogràfic experimentat en aquesta serralada. Els màxims detectats en el transport d'humitat són claus, ja que aporten un dels ingredients principals en aquests episodis: l'aigua precipitable necessària per generar fortes acumulacions de precipitació. Conseqüentment, un augment en la intensitat del vent contribueix a afavorir el transport d'humitat i la seva advecció fins als relleus pirinencs. A partir de l'evolució d'aquestes variables al llarg de les retrotrajectòries es vol estimar un rang de valors que permeti diferenciar els episodis dèbils dels moderats. Pel cas dels episodis moderats, s'ha detectat un flux d'humitat al voltant dels 300 kg/m·s i una variació del camp de vent de 12-17 m/s a la zona d'inici i 15-20 m/s a la zona d'ascens. En canvi, pels episodis dèbils el flux d'humitat és de només 175 kg/m·s i el camp de vent varia entre 8-12 m/s a la zona d'inici i 12-15 m/s als Pirineus. Aquests valors sorgeixen de l'anàlisi de 2 casos d'estudi representatius d'episodis dèbils i moderats, en un futur es vol ampliar aquesta anàlisi a nous episodis per tal de contrastar els rangs proposats dels camps seleccionats. Per altra banda, però, els resultats presentats són coherents amb els obtinguts en estudis numèrics idealitzats de fluxos condicionalment inestables on es descriu la resposta del sistema segons la intensitat del camp de vent verticalment uniforme. A Miglietta i Rotunno (2009) s'obtenen sistemes de precipitació quasi-estacionaris als vessants exposats de la serralada quan el flux és més intens ( $U=10, 20$  m/s), mentre que a Bresson et al. (2012), on les simulacions utilitzen l'orografia real del sud-est de França, aquests comportament és reproduït per fluxos més intensos ( $U>20$  m/s). En aquest sentit, els casos d'estudi analitzats durant la campanya MAP als Alps (Europa) o l'IMPROVE2 a la serralada de les Cascades (Oregon, EUA) també ressalten la importància de la presència d'un màxim de vent a nivells baixos (8-14 m/s) que al interaccionar amb el relleu pateix un ascens molt marcat (Medina, 2005). Pel que fa al flux d'humitat, la climatologia presentada per Ricard et al. (2012) a la regió veïna del Llenguadoc-Rosselló (LR; fig. 2.4) mostra valors mitjans de  $Q_3$  superiors als 200 kg/m·s pels episodis amb acumulacions que excedeixen els 150 mm en 24 h a més de forts vents incidint sobre la costa.



## Capítol 8

# L'episodi excepcional de pluja del 7 de novembre del 1982 als Pirineus

---

<b>8.1. Resum</b> . . . . .	<b>143</b>
<b>8.2. Article: <i>Mesoscale numerical analysis of the 1982 event</i></b> . . . . .	<b>144</b>
<b>8.3. Efectes orogràfics en el camp de precipitació</b> . . . . .	<b>167</b>
8.3.1. Test de sensibilitat: modificació del relleu . . . . .	167
8.3.2. Anàlisi dels processos microfísics . . . . .	173
<b>8.4. Conclusions</b> . . . . .	<b>178</b>

---

Aquest darrer capítol, s'ha dedicat íntegrament a l'episodi catastròfic de precipitacions del 7 de novembre del 1982 que va afectar Andorra. D'ençà que es tenen registres de precipitació, els 150 mm que es van mesurar a l'estació meteorològica de Ransol al nord-est d'Andorra, representen amb escreix el valor màxim diari mai mesurat al país. La primera part d'aquest capítol es presenta en forma d'article científic publicat a la revista internacional *Natural Hazards and Earth System Science* (NHES). En aquesta primera part, a partir de les simulacions fetes amb el model MESO-NH, es revisaran les condicions sinòptiques que van afavorir l'episodi i s'analitzarà amb detall la seva evolució mesoescalar sobre els Pirineus, a més d'identificar l'origen i contribució de les fonts d'humitat que van alimentar els sistemes de precipitació. A la segona part, s'ha utilitzat el model WRF per dur a terme un estudi de sensibilitat de l'efecte del relleu i s'han examinat els processos microfísics que van contribuir en la intensificació de la precipitació.

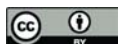
### 8.1. Resum

Entre els dies 6 i 8 de novembre del 1982, va tenir lloc als Pirineus orientals una de les inundacions més catastròfiques de la història en aquesta regió. Les pluges amb acumulacions que

van arribar a superar els 400 mm en 24 h, van afectar tant Andorra, com Espanya i també el sud-est de França, causant 44 víctimes mortals i importants danys materials. En el següent article s'ha volgut documentar exhaustivament aquest episodi de precipitació intensa i examinar les simulacions mesoescalars dutes a terme amb el model no-hidrostàtic MESO-NH. Els resultats mostren com la lenta evolució de les condicions sinòptiques va afavorir el desenvolupament d'una depressió Atlàntica molt profunda que al mateix temps va induir un flux de sud molt fort sobre els Pirineus. A partir de l'evolució de les característiques termodinàmiques del flux i la circulació mesoescalar als Pirineus, s'han pogut identificar quatre fases diferents de l'episodi. L'anàlisi mesoescalar mostra com la segona i la tercera fase van ser les més intenses pel que fa a les acumulacions de precipitació, i s'hi ressalta el paper destacat de la interacció dels fluxos condicionalment inestables i molt humits amb l'orografia. A aquests factors també s'hi ha de sumar, el *jet* de component SO a nivells baixos (30 m/s al voltant dels 1500 m d'altitud) que va contribuir a activar la precipitació als vessants d'orientació sud exposats a aquest flux. El càlcul de trajectòries lagrangianes basat en traçadors eulerians passius ha permès identificar l'ascens orogràfic com el principal mecanisme de forçament mecànic que va desencadenar i mantenir els sistemes de precipitació durant més de 30 h als Pirineus. A més a més, s'ha pogut identificar que la font principal d'humitat del flux d'alimentació d'aquests sistemes van ser les latituds subtropicals de l'oceà Atlàntic (7-9 g/kg), i en canvi l'efecte local del Mediterrani va ser limitat (2-3 g/kg) a causa de dos factors: l'elevat contingut d'humitat del flux al entrar a la conca Mediterrània i el seu ràpid pas al llarg de la costa espanyola (menys de 12 h).

## **8.2. Article: *Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra***

Trapero, L., Bech, J., Duffourg, F., Esteban, P., and 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.



# Mesoscale numerical analysis of the historical November 1982 heavy precipitation event over Andorra (Eastern Pyrenees)

L. Trapero<sup>1,2</sup>, J. Bech<sup>2</sup>, F. Duffourg<sup>3</sup>, P. Esteban<sup>1,4</sup>, and J. Lorente<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Snow and Mountain Research Centre of Andorra – Andorran Research Institute, Sant Julià de Lòria, Andorra

<sup>2</sup>Department of Astronomy and Meteorology, University of Barcelona, Barcelona, Spain

<sup>3</sup>Centre National de Recherches Météorologiques – Groupe d'étude de l'Atmosphère Météorologique, Météo-France – Centre National de la Recherche Scientifique, Toulouse, France

<sup>4</sup>Group of Climatology, University of Barcelona, Barcelona, Spain

Correspondence to: L. Trapero (ltrapero.cenma@iea.ad)

Received: 5 April 2013 – Published in Nat. Hazards Earth Syst. Sci. Discuss.: 5 June 2013

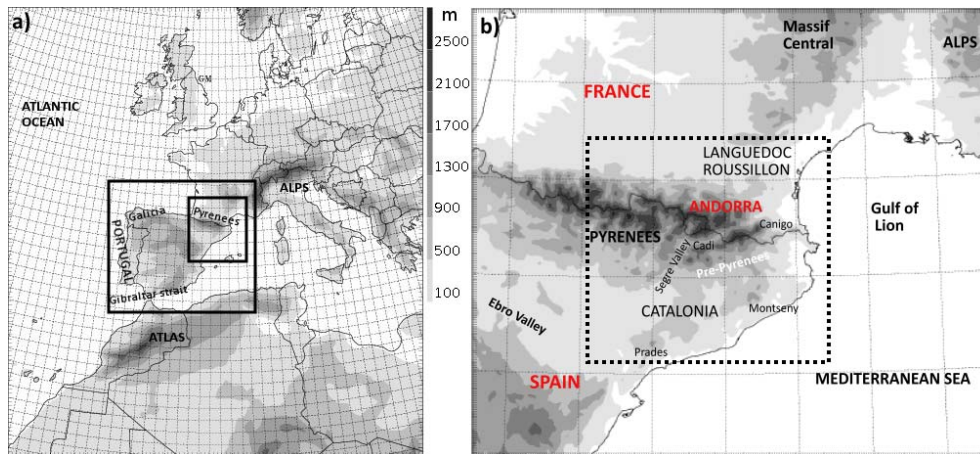
Revised: 3 October 2013 – Accepted: 15 October 2013 – Published: 22 November 2013

**Abstract.** From 6 to 8 November 1982 one of the most catastrophic flash-flood events was recorded in the Eastern Pyrenees affecting Andorra and also France and Spain with rainfall accumulations exceeding 400 mm in 24 h, 44 fatalities and widespread damage. This paper aims to exhaustively document this heavy precipitation event and examines mesoscale simulations performed by the French Meso-NH non-hydrostatic atmospheric model. Large-scale simulations show the slow-evolving synoptic environment favourable for the development of a deep Atlantic cyclone which induced a strong southerly flow over the Eastern Pyrenees. From the evolution of the synoptic pattern four distinct phases have been identified during the event. The mesoscale analysis presents the second and the third phase as the most intense in terms of rainfall accumulations and highlights the interaction of the moist and conditionally unstable flows with the mountains. The presence of a SW low level jet ( $30 \text{ m s}^{-1}$ ) around 1500 m also had a crucial role on focusing the precipitation over the exposed south slopes of the Eastern Pyrenees. Backward trajectories based on Eulerian on-line passive tracers indicate that the orographic uplift was the main forcing mechanism which triggered and maintained the precipitating systems more than 30 h over the Pyrenees. The moisture of the feeding flow mainly came from the Atlantic Ocean ( $7\text{--}9 \text{ g kg}^{-1}$ ) and the role of the Mediterranean as a local moisture source was very limited ( $2\text{--}3 \text{ g kg}^{-1}$ ) due to the high initial water vapour content of the parcels and the rapid passage over the basin along the Spanish Mediterranean coast (less than 12 h).

## 1 Introduction

As other mountainous Mediterranean regions, Andorra (Eastern Pyrenees) is regularly affected by intense precipitation events and subsequent flash floods. The most catastrophic case for at least the last 30 yr in terms of rainfall accumulations and human losses in Andorra (Fig. 1) took place from 6 to 8 November 1982. This episode, associated with a very strong windstorm, also affected the neighbouring areas of SE France and NE Spain (Catalonia) producing historical precipitation amounts in the Pyrenees such as the 610 mm recorded in 48 h in Py (France). Not surprisingly, excessive rainfall caused widespread damage and casualties, destruction of buildings and infrastructure with substantial economic losses. There were 13 fatal victims in Andorra (based on the Andorran police database), 15 more in France, mainly caused by uprooted trees, and 14 in Catalonia. Particularly in Andorra, the huge flood impacts on the landscape, roads and infrastructures caused important economic losses estimated at EUR 24 million (Fig. 2). This flood event is compiled among one of the major flood disasters in Europe and is included in the 1950–2005 inventory reported by Barredo (2007) and subsequent studies like Gaume et al. (2009), where preliminary analysis results conclude that the most extreme flash floods are greater in magnitude in the Mediterranean countries than in the inner continental countries.





**Fig. 1.** (a) Area covered and topography of the coarser domain (40 km of horizontal resolution) used in the synoptic analysis. The two other nested domains (10 and 2.5 km) used in this study are delineated by black boxes. (b) Area covered and topography defined for the inner domain (2.5 km) centred in Andorra (Pyrenees). The dashed box indicates the area where observations and quantitative precipitation forecast are analyzed. Different locations mentioned in the text are also shown. The orography is displayed in grey shaded colours (m).

Several studies carried out in the eighties analysed the meteorological synoptic framework which favoured the episode and examined the wind and rainfall observations from a climatological point of view, highlighting the extreme character of the event and the enhanced precipitation along the Pyrenees and Massif Central ranges (Cailleau and Santurette, 1983; Albentosa, 1983; Llasat, 1991; Marti-Bono and Puigdefabregas, 1983; Corominas and Alonso, 1990). Contrary to other catastrophic events which occurred in the Pyrennes, such as the Biescas disaster (87 people killed in a campsite) where a flash flood was caused by a short but very intense convective rainfall (160 mm in 1 h) over a small area (Riosalido et al., 1997; Gutierrez et al., 1998); the 1982 event was characterized by long-lasting stationary precipitating systems ( $> 30$  h) over an extended area which lead to high rainfall surface totals ( $> 150$  mm in 24 h over Andorra) and widespread flash floods as in the Segre river basin. As described in earlier studies the event was characterized by a synoptic environment prone to generate a heavy precipitation event over the western Mediterranean area. However, to get a better insight on the mechanisms that triggered and maintain heavy precipitation resulting in the high accumulations observed, the interaction between synoptic scale and local circulations over the complex orography of the region must be examined in detail similar to other studies carried out over other mountain regions worldwide (see Houze, 2012 for a review).

Andorra, located on the eastern half of the Pyrenees range, is 468 km<sup>2</sup> and is the country with the highest average elevation (2044 m) in Europe, with a range of altitudes between 837 m and 2942 m (Comapedrosa peak). Consequently, steep mountain slopes are ubiquitous in the country, and represent a key factor in the potential occurrence of natural hazards such as landslides, rock falls, snow

avalanches and flash floods (Gallego, 2003). Furthermore, in 1982 after a period of strong urban expansion during the seventies (economic boom), the vulnerability of the infrastructures, buildings and people greatly increased due to the weak territory planning efforts. As a consequence, after the event, the importance of natural hazards management in this Pyrenean country was highlighted.

From a climatic point of view, Andorra has a sub-Mediterranean climate, characteristic of the NE part of the Iberian Peninsula. However, some features such as continental influences, the orography and the south-facing location in the Pyrenees introduce changes in the typical seasonal precipitation regimes and expected amounts as it is shown in the climatological atlas of Andorra (Batalla et al., 2011). In this way, the southerly flows usually lead to heavy precipitation events over the Pyrenees (Sotillo et al., 2003) and Andorra (Fig. 8c from Esteban et al., 2009), as in other exposed mountainous regions in southern France (Nuissier et al., 2011). Nevertheless, the low and favourably oriented orography of the French side of the Pyrenees also enables the easy entrance of Atlantic air masses, especially affecting elevated areas of the northern half of Andorra. Localized intense rainfall events triggered by diurnal forcing mainly in the summer also occur, such as the 1 August 2008 thunderstorm (Trapero et al., 2011), but in general orographic factors have been found to be instrumental in previous cases studied (Trapero et al., 2013). In summary, the Andorran area can be considered an interesting crossroad of climates (Atlantic and Mediterranean) and meteorological phenomena.

Many of the factors previously described are relevant for understanding the 1982 heavy precipitation event (HPE). This paper aims to document exhaustively and to analyze the major flash flood event recorded in Andorra. Even though



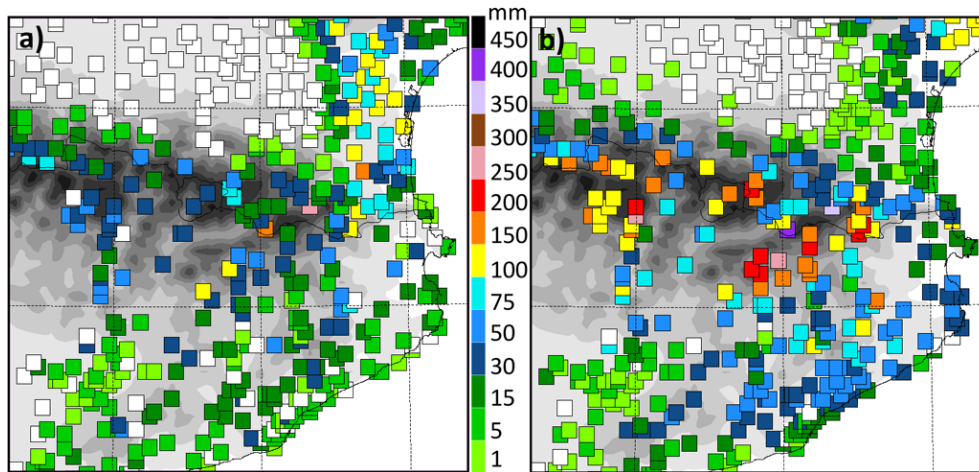
**Fig. 2.** Pictures of the catastrophic effects of the heavy precipitation event over Andorra in November 1982. Top picture shows the evacuation of tourists from a hotel in Andorra la Vella downtown. Bottom right image shows the important material deposition (2 m high) occurred in Aixovall (Source: Arxiu Nacional d'Andorra/Fons FPB).

earlier studies already described the synoptic-scale context of this HPE, the large-scale situation is detailed in Sect. 2 since the synoptic environment greatly governs the evolution of the atmospheric conditions. Satellite data, rainfall accumulations as well as results of a geomorphological survey are described in the following subsection. The main goal of the study is the use for the first time of a convective-scale model to obtain realistic simulations of the 1982 HPE and to go further into the factors which lead to large rainfall accumulations over Andorra and Eastern Pyrenees. Section 3 describes the mesoscale model configuration and assesses the results of the simulations. Section 4 gives a detailed analysis of the mesoscale simulations as well as the effect of the Mediterranean Sea as a local source for moisture supply to the precipitating systems. Summary and concluding remarks are given in the final section.

## 2 The case study

### 2.1 Precipitation and satellite observations

During the morning of 6 November 1982, light precipitation started over Andorra and did not stop until two days later. As no weather radar data is available for this event, we focus our analysis of precipitation observations on daily records in Andorra, south-eastern France and Catalonia which allow characterizing local maxima and their approximate spatial distribution over the Pyrenees (Fig. 3). During the first 24 h of the episode, from 06:00 UTC on 6 November to 06:00 UTC on 7 November 1982 (Fig. 3a), the accumulated precipitation showed a maximum over the easternmost extreme of the Pyrenees and the Roussillon French region. Surface rainfall amounts exceeded 100 mm in 24 h, and one of the stations of the Météo-France daily raingauge network recorded 260 mm (Py weather station). Over Andorra, the 24 h accumulations registered in the



**Fig. 3.** The 24 h accumulated precipitation (mm) from Météo-France and AEMET rain gauge network. Accumulations correspond to daily manual observations. **(a)** From 06:00 UTC on 6 November to 06:00 UTC on 7 November 1982. **(b)** From 06:00 UTC, 7 November to 06:00 UTC, 8 November 1982. The area represented is shown in Fig. 1b (dashed box).

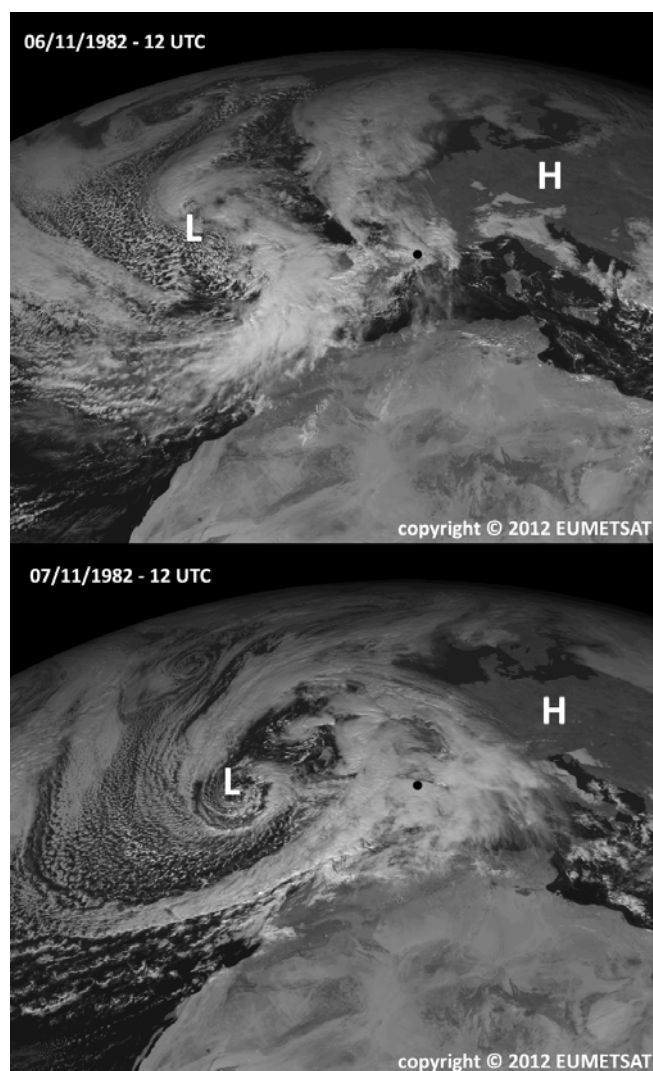
valley were about 40 mm. Additional reports (Commission Météorologique Départementale, 1982) documented that thunderstorms and convective precipitation occurred over the Languedoc-Roussillon area. In METEOSAT-2 satellite image from the visible channel on 6 November at 12:00 UTC (Fig. 4), a cold front can be recognized as a cloud band over the Atlantic Ocean. The cumulus observed to the northwest of this cloud band indicates the presence of cold air. Over the NE of the Iberian Peninsula orographic clouds are identified on the Pyrenees (Andorra) and the first reliefs close to the Catalan coast.

The maximum 24 h surface rainfall amounts of the event took place between 06:00 UTC on 7 November 1982 and 06:00 UTC on 8 November 1982 (Fig. 3b). The heaviest precipitation was located over mountainous areas over the southern slopes of the Pyrenees, especially the Pre-Pyrenees (e.g. Pobla de Lillet 266 mm, Cabdella 252 mm) and Eastern Pyrenees in France. As in the previous day, maxima were observed in French stations of Vallcebollère (408 mm), Py (350 mm) and Porté-Puymorens (196 mm). Daily amounts in Andorra were Ransol (151 mm), Escaldes (140 mm) and Ordino (91.6 mm). The 151 mm measured in Ransol is still the 24 h rainfall record in Andorra since the beginning of observations in 1948. First reliefs onshore from the Catalan coast like Montseny massif (1700 m a.s.l.) also affected during the episode (95 mm), whereas in lower south Catalan mountain ranges (Montsant, Prades Mountains: 1200 m a.s.l.) precipitation did not exceed 50 mm. The visible satellite image from 7 November at 12:00 UTC (Fig. 4) shows the typical spiral cloud structure over the Atlantic associated with the mature stage of extratropical cyclones and the wide north–south cold-frontal band located over Spain approaching the western border of Andorra. The cloud-free dry area associated with the cold air can

also be recognized in the satellite image. Progressively the cold front advanced to the east, impinging a widespread area of cloudiness over Catalonia and Andorra. It must be highlighted that the cloud free slot just north of Andorra is a result of cloud evaporation in the lee side of the Pyrenees (Foehn effect).

Considering the total accumulations of the episode (from 06:00 UTC on 6 November 1982 to 06:00 UTC on 8 November 1982), extreme surface rainfall was recorded: 196 mm (Ransol), 566 mm (Vallcebollère) and 610 mm (Py). This last record appears among the seventh heaviest events reported over France and is greater than the mean annual precipitation collected in Paris or Barcelona. This episode also affected neighbouring Mediterranean mountain areas as the Massif Central in south France where several weather stations exceeded 400 mm, such as Roqueredonde in Hérault (509 mm) or Valleraugue in Gard (476 mm) (Météo-France, 2012).

Due to the widespread damage caused by the heavy rainfall and subsequent landslides, a geomorphologic survey was carried out by the Institut d'Estudis Andorrans (IEA) from Perpignan (France) in collaboration with the University of Paris in December 1982 (Barthélemy, 1982). The purpose of the field campaign was to map effects of precipitation in terrain movements and classify qualitatively the Andorran territory according to the estimated precipitation. The zoning resulting from the terrain analysis is reproduced in Fig. 5. Four categories were considered: (1) Normal rain – no substantial terrain movements; (2) Moderate rain – strong current marks, overflows, some traces of gullies, but almost no marked resumption of erosion and accumulation; (3) Heavy precipitation – important but not catastrophic marks; (4) Extreme precipitation – catastrophic marks. The zoning over Andorra assigned category 2 to the Ransol



**Fig. 4.** Temporal evolution of the cloud cover over Europe observed in the visible channel from Meteosat-2 imagery. Top panel corresponds to 6 November 1982 at 12:00 UTC and the bottom panel to 7 November 1982 at 12:00 UTC. The black dot shows Andorra location, and the L and H identify centres of surface low and high pressure systems, respectively.

and Escaldes surface rainfall measurements located close to the river valley. Whereas over the west border of Andorra as well as in Engolasters located in the central part of the country (areas without any raingauge measurement), the observed terrain movements estimated that these zones were affected by extreme precipitation (category 4). This estimation is consistent with rainfall measurements observed in other stations located in elevated areas in the Pyrenees. The rainfall intensities inferred from the field campaign give us very valuable information in order to complement the limited density of observations available over Andorra and to validate the mesoscale numerical simulation of this episode.

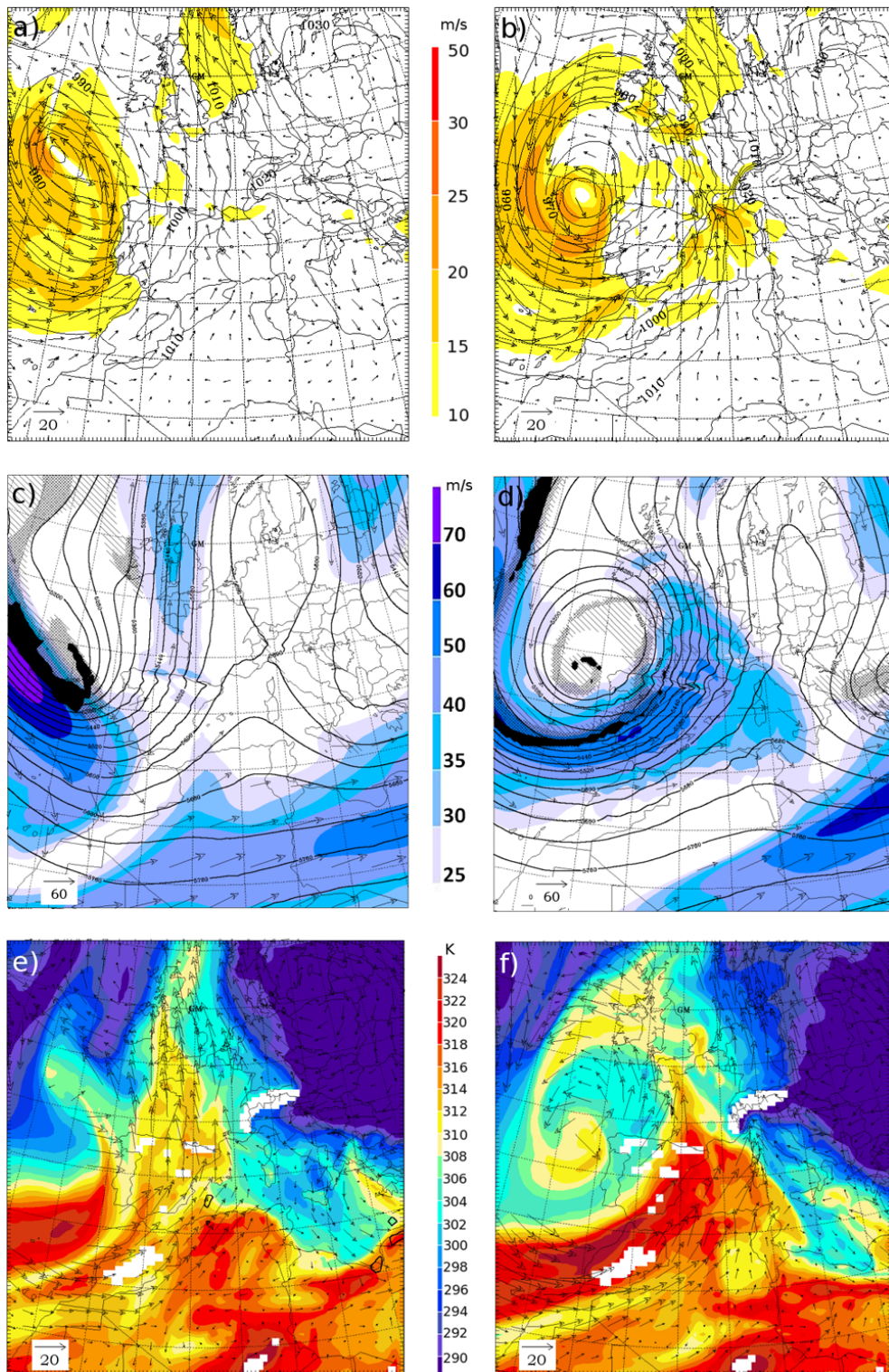


**Fig. 5.** Map reproduction of Andorra zoning of rainfall intensity estimation resulting from the terrain analysis made in December 1982. Four categories are considered: (1) Normal rain: no significant terrain movement; (2) Moderate rain: strong current marks, overflows, some traces of gullies, but almost no mark resumption of erosion and accumulation; (3) Heavy precipitation: important but not catastrophic marks; (4) Extreme precipitation: catastrophic marks. Different locations mentioned in the text are shown. Adapted from Barthélemy (1982).

## 2.2 Synoptic overview

An overview of the synoptic conditions from 6 to 8 November 1982 which favoured the development of the episode is described in this section. The evolution between 6 November 1982 at 12:00 UTC and 7 November 1982 at 12:00 UTC is presented in Fig. 6. The ERA-INTERIM reanalysis with approximately 80 km of horizontal resolution (Dee et al., 2011) has been used as initial and lateral boundary conditions by the MESO-NH model and scaled down over a domain which covers Western Europe, northern Africa and the eastern part of North Atlantic Ocean at 40 km horizontal resolution (Fig. 1a).

Figure 6, besides depicting mean sea level pressure and the surface wind evolution, also shows the equivalent potential temperature field ( $\Theta_e$ ) and the wind at 850 hPa. At the beginning of the event, the mean sea level pressure and 10 m wind maps (Fig. 6a) show the presence of a strong surface cyclone (965 hPa) centred in front of the Galician coast and an associated cold front approaching Portugal (Fig. 6e). Simultaneously, high pressure centres installed over Central and Eastern Europe are reinforced due to a Scandinavian cold air advection (see top right corner of Fig. 6e). This blocking synoptic configuration slowed down the eastward advance of the extratropical cyclone generating a strong pressure gradient over the Eastern Pyrenees. This synoptic pattern induced south-easterly winds over the NE part of the Iberian Peninsula (Fig. 6a). On 6 November at



**Fig. 6.** Temporal evolution of the synoptic conditions: from 12:00 UTC on 6 November 1982 (first column) to 12:00 UTC on 7 November 1982 (second column). First row (a, b) shows mean sea level pressure (contour, hPa) and 10 m a.g.l. wind (shaded colours and arrows,  $\text{m s}^{-1}$ ). Second row (c, d) shows 500 hPa geopotential height (black contour, m), 200 hPa wind speed (blue shaded colours and arrows,  $\text{m s}^{-1}$ ) and 1.5 PVU surface height (black shaded corresponds to altitudes less than 4.5 km). Bottom row (e, f) shows 850 hPa equivalent potential temperature (shaded colours, K), 850 hPa wind (arrows,  $\text{m s}^{-1}$ ) and CAPE (black isocontour of  $500 \text{ J kg}^{-1}$ ).

12:00 UTC (Fig. 6e), the equivalent potential temperature also shows a relatively warm and moist air mass over the NE part of the Iberian Peninsula, as well as the presence of two other air masses with higher  $\Theta_e$  values: the first one over the North African coast and the second one over the Atlantic Ocean (Madeira Island) ahead of the cold front. At mid-levels (500 hPa) an elongated and pronounced trough extending from Greenland to the coast of Portugal is present (Fig. 6c). The 500 hPa geopotential pattern above Central Europe was characterized by the presence of a persistent ridge with omega configuration (Fig. 6c and d). Simultaneously, at 200 hPa the left exit of a jet streak was located over the Atlantic Ocean and a south-westerly diffluent flow over the Pyrenees. Moreover, on the 6 November an anomaly of the dynamical tropopause height (DTH) was present in the 1.5 PVU surface (potential vorticity unit). The anomaly appears clearly in Fig. 6c as a dark shaded band (DTH < 4.5 km) extending along a northwest–southeast axis over the Atlantic associated with the trough. This upper-level anomaly is a classical synoptic scale ingredient which enhances upper-level divergence and intensifies the cyclonic winds at low atmospheric levels east of the anomaly (Hoskins et al., 1985). The gradual strengthening of the surface cyclonic winds during the afternoon of 6 November 1982 amplified the low-level temperature advection (strong temperature gradient between the polar air mass and the warm sector ahead of the front) which in turn amplified the upper-level anomaly favouring the cut-off characteristics of the upper-level circulation (Fig. 6d) (Semple, 2003). The blocking of the synoptic circulation at high levels as well as the slow-evolving anticyclonic conditions installed over Central Europe contributed during the next hours to the generation of a fast and wide south-westerly flow over the entire profile of the Iberian Peninsula. The location of the cold low at upper levels the 7 November at 12:00 UTC was in phase with the surface depression generating a deep and mature extratropical cyclone centred in the NW of the Galician coast (Fig. 6b and d). It is during this stage that winds reached their highest intensity with values greater than  $15 \text{ m s}^{-1}$  over Andorra, Catalonia and the southern coast of France (Gulf of Lion), where a surface convergence zone was formed (Fig. 6b). The jet stream strengthened to around  $50 \text{ m s}^{-1}$  (Fig. 6d) over the Pyrenees. The  $\Theta_e$  field (Fig. 6f) shows the temperature structure of a developed cyclone with a region of warm air wrapping cyclonically around the low pressure centre associated with the warm conveyor belt (Harrold, 1973) affecting the eastern half of the Iberian Peninsula. Behind this warm and moist synoptic scale flow a band of low  $\Theta_e$  shows the surface cold front approaching the Pyrenees. It is on the 7 November afternoon that the pressure centre slightly increased, the cyclone started to decay and moved north-eastward allowing the cold frontal surface to cross over the Pyrenees.

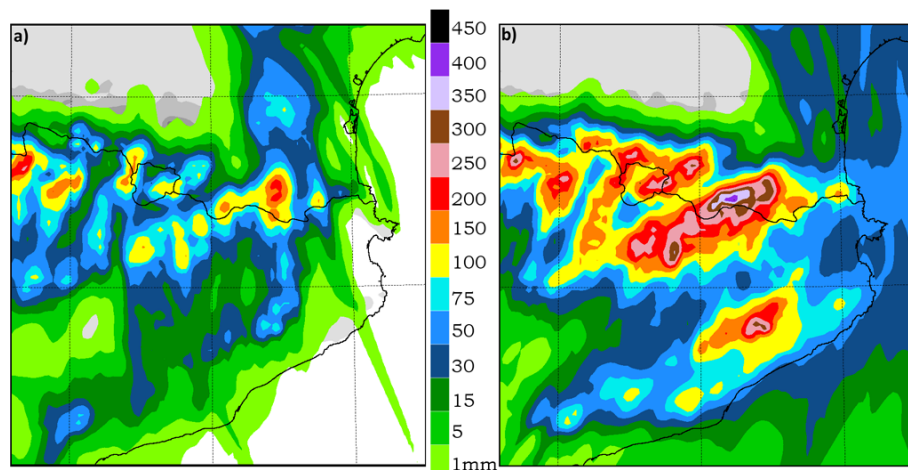
The low and upper-level slow-evolving synoptic conditions played a crucial role in the evolution of this episode, under these circumstances over Andorra (Pyrenees) the strong cyclonic flow persisted more than 36 h advecting directly to the Pyrenees several airflows with different thermodynamic features. Based on this synoptic analysis, the episode can be divided in four stages. The first phase started on 6 November 1982 when synoptic conditions built up the initial favouring environment (from 06:00 UTC on 6 November 1982 to 00:00 UTC on 7 November 1982), during the second phase when the Atlantic cyclonic flow was well established over the Iberian Peninsula the first warm front affected the Eastern Pyrenees (second stage: 00:00–08:00 UTC on 7 November 1982). Later on during the third phase, due to the synoptic blocking the warm and moist conveyor belt ahead of the cold front impinged on the Pyrenees for almost 10 h (08:00–18:00 UTC on 7 November 1982). Finally, the cold front crossed over the Pyrenees and moved towards the Mediterranean Sea (fourth stage: at 18:00 UTC on 7 November 1982).

### 3 Numerical simulation and QPF validation

#### 3.1 Model settings

The numerical simulations performed with the French non-hydrostatic research model MESO-NH (Lafore et al., 1998) aim to reproduce the precipitation systems and describe the ingredients which caused the heavy precipitation event over Andorra on 6, 7, and 8 November 1982. Three 2-way nested domains have been used with a horizontal resolutions of 40, 10, 2.5 km and 40 vertical levels. The area corresponding to the coarsest domain (D1) and their nested domains (D2, D3) are shown in Fig. 1. D1 aims to describe the synoptic environment over Western Europe, part of northern Africa and North-eastern Atlantic, D2 is centred over the Iberian Peninsula and D3 with a dimension of  $600 \text{ km} \times 600 \text{ km}$  and 2.5 km horizontal resolution covers the NE Iberian Peninsula, South France, and is centred over Andorra including the entire Pyrenees massif. The initial and boundary conditions for the 48 h simulation of this historical episode have been provided by the ERA-Interim reanalysis from the ECMWF (Dee et al., 2011) with about 80 km of horizontal resolution, 60 vertical levels and 6 h temporal resolution. Table 1 summarizes some model configuration features. A battery of preliminary tests have been performed in order to define the domains, their horizontal resolution and the initial time of the mesoscale model in order to better capture the evolution of the atmospheric conditions.

The physical and dynamical configurations of the Meso-NH model have been selected in order to best describe the microphysical and convective processes characteristic of heavy precipitation events that take place in summer or autumn in southern France, with the remarkable influence



**Fig. 7.** Simulated 24 h accumulated precipitation (colour scale from 1 to 450 mm). Accumulations correspond to daily time periods: **(a)** from 06:00 UTC on 6 November to 06:00 UTC on 7 November 1982; **(b)** from 06:00 UTC on 7 November to 06:00 UTC on 8 November 1982. The area represented is shown in Fig. 1b (dashed box).

**Table 1.** Model features used for each domain configuration.

Domain	Resolution	Dimensions ( $x, y, z$ )	Time step
1	40 km	$100 \times 108 \times 40$	64 s
2	10 km	$480 \times 240 \times 40$	16 s
3	2.5 km	$240 \times 240 \times 40$	4 s

of the Mediterranean Sea and of local circulations induced by complex topography. This Meso-NH model configuration was also used by Nuissier et al. (2008), Duffourg and Ducrocq (2011), Bresson et al. (2012), Fresnay et al. (2012) or Vié et al. (2012) among others. The model microphysics is based on a 1-moment mixed microphysical scheme which combines a Kessler scheme for warm processes and a three-class ice parameterization (Caniaux et al., 1994; Pinty and Jabouille, 1998) which governs the prognostic equations of the six water species defined (water vapour, cloud water, rain water, ice, snow aggregates and graupel). The representation of hydrometeors in five classes allows describing precisely the water cycle and related cloud processes. The one-dimensional turbulence parameterization is based on a 1.5-order approximation of the TKE equation (Cuxart et al., 2000). The sub-grid-scale effect of deep convection is parameterized for horizontal resolutions of 40 and 10 km by the Kain–Fritsch–Bechtold scheme (Bechtold et al., 2001), whereas for the 2.5 km inner domain no scheme for deep convection is activated as it is explicitly resolved – see for example Seity et al. (2011). Moreover, shallow convection is also parameterized and based on a particular EDMF (Eddy Diffusivity Mass Flux) scheme described in Pergaud et al. (2009).

### 3.2 Quantitative precipitation forecast (QPF) validation

Daily accumulated precipitation from 06:00 UTC on 6 November 1982 to 06:00 UTC on 8 November 1982 obtained from the Meso-NH simulations is shown in Fig. 7. These two 24 h periods are comparable with the only available rainfall observations presented in Sect. 2.1. In this section, before starting the mesoscale analysis of the event it should be verified that the simulations achieved to reproduce the large precipitation amounts represented in Fig. 3 and the spatial distribution matches with the observed HPE.

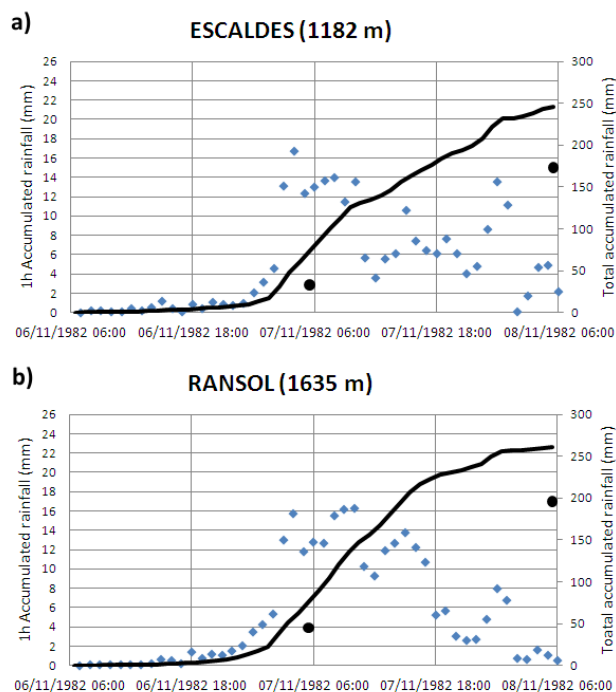
The rainfall pattern identified in both QPF at 2.5 km resolution shows the orography as one of the mechanisms which controlled the uplifts and allowed the generation of convective cells. The simulated heaviest precipitation accordingly to the observations is located over the mountains mainly in the most exposed sides on the south slope of the Pyrenees. This spatial distribution shows the uplift efficiency of the mountain range configuration to the southerly flows due to its west–east main axis and the south–north valleys orientation. Furthermore, the simulations also confirm the strong effect of the Foehn wind on the lee side of the Pyrenees, just north of Andorra, where the rainfall was very weak or non-existent due to the downslope adiabatic warming. Note that in some French locations the monthly maxima temperature records were break, for instance in Toulouse the new record was 22.5 °C, while the previous record was 22 °C dated from November 1955 (Commission Météorologique Départementale, 1982).

The 6 November over the Roussillon region and Py location, the model underestimates the rainfall accumulation despite a well simulated north–south precipitation band. On the other hand the several maxima simulated in the Pre-Pyrenees (> 100 mm) are very realistic, but the ones

in the western edge of the domain are overestimated. Light widespread precipitation simulated over Catalonia (< 30 mm) is of good quality regarding of the observed precipitation pattern. During the second 24 hour period (Fig. 7b) according to the observations the highest intensities of the event were simulated over mountainous areas. The maximum 350 mm in the eastern edge of the Pyrenees (Canigo massif) matches with the observed HPE. The high rainfall gradient present between the mountain peaks and the river valleys consistent with the observations is noteworthy. Moreover, a secondary maximum is well simulated in the Montseny massif despite its extension is overestimated.

Particularly over Andorra the highest intensities are simulated over the elevated terrain of the exposed eastern sides in the west and south-east border. Despite not having observations over this area, this spatial rainfall distribution obtained over Andorra – especially the maximum identified in the west border – is consistent with the rainfall accumulations estimated by the proxy data obtained from the analyses of the terrain movements (Fig. 5, category 4: Extreme precipitation). These results can be complemented by the hourly evolution of the simulated precipitation over the pixel corresponding to the location of the two Andorran meteorological weather stations (Fig. 8). The black line represents the total accumulated rainfall simulated by the model, and dark points the 24 h accumulative observed precipitation. Both simulations overestimate the observations taken in the narrow valley of Andorra. In such a narrow valley it is difficult to solve the altitude gradients between the peaks and the valleys; nevertheless, the 2.5 km model simulation reproduces the topography fairly well. In that case, the corresponding model elevation of these weather stations is 400 m higher than its real altitude and probably the precipitation simulated by the model suffers a rate of evaporation lower than in reality. This hypothesis is based on the fact that the model is able to reproduce approximately the location of rainfall maxima and their altitude (close to the peaks) and also the rainfall shadow in the leeward of the Pyrenees but not in the Andorran valleys.

Additionally, two fuzzy verification methods described in Ebert (2008) have been applied to QPF verification: the multi-event contingency table (Atger, 2001) and the conditional square root of RPS (Germann and Zawadzki, 2004). Results confirm the skill of the Meso-NH model precipitation forecast at 2.5 km in properly reproduce this heavy precipitation event over the Eastern Pyrenees – see Appendix A for details. These good results, obtained from both the qualitative and quantitative verification, ensure that the simulation is representative of the mesoscale environment that leads to this HPE.



**Fig. 8.** Temporal evolution during the event of the 1 h simulated precipitation (blue dots, left axis in mm), the total accumulated precipitation simulated by the model (black line, right axis in mm) and observed rainfall accumulations from the beginning of the event (black dots, right axis in mm) in two weather stations located in Andorra: (a) Escaldes (1182 m); (b) Ransol (1635 m). The location of these stations is shown in Fig. 5.

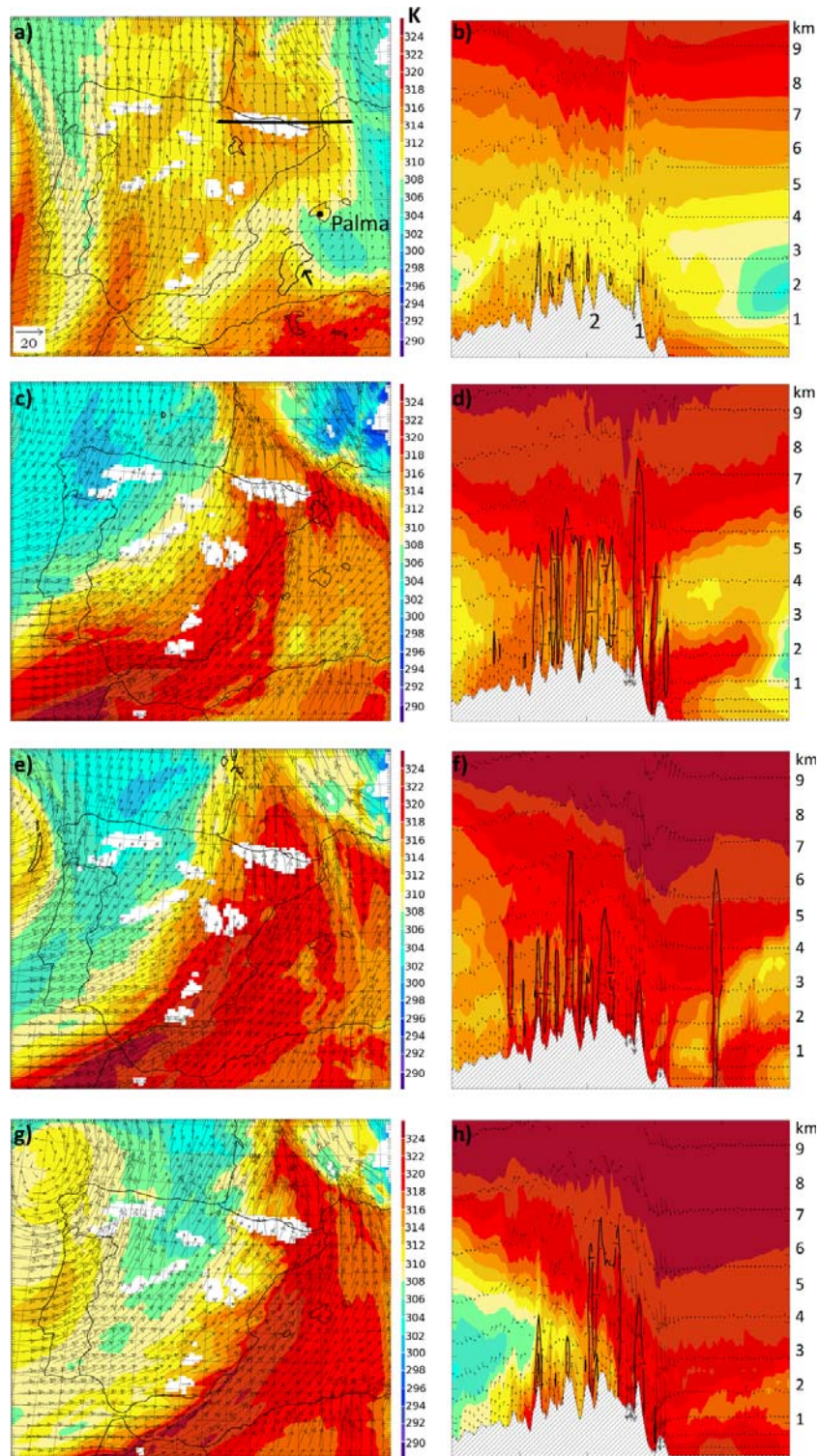
#### 4 Mesoscale analysis

This section focuses on the analysis of the mesoscale factors leading to the triggering and maintenance of the precipitation for more than 30 h over the Pyrenees. To carry out the study, the results obtained from the 10 and 2.5 km simulations described in the previous section have been used. The analysis is divided in four parts, one for each of the chronological phases that have been identified by means of the synoptic environment description. In addition to the classical synoptic diagnostics at low and upper-levels, the water vapour flux at low levels has also been computed in order to characterise the moisture supply in each phase of the event. This additional diagnostic has been calculated such as a 3 km-depth vertically integrated moisture flux:

$$Q_3 = \int_0^{z=3 \text{ km}} \rho_v V_h dz, \quad (1)$$

where  $\rho_v$  is the specific humidity and  $V_h$  the horizontal wind. This diagnostic has also been used in other recent studies of HPE over the north-western Mediterranean area (e.g. Nuissier et al., 2008; Duffourg and Ducoq, 2011; Ricard et





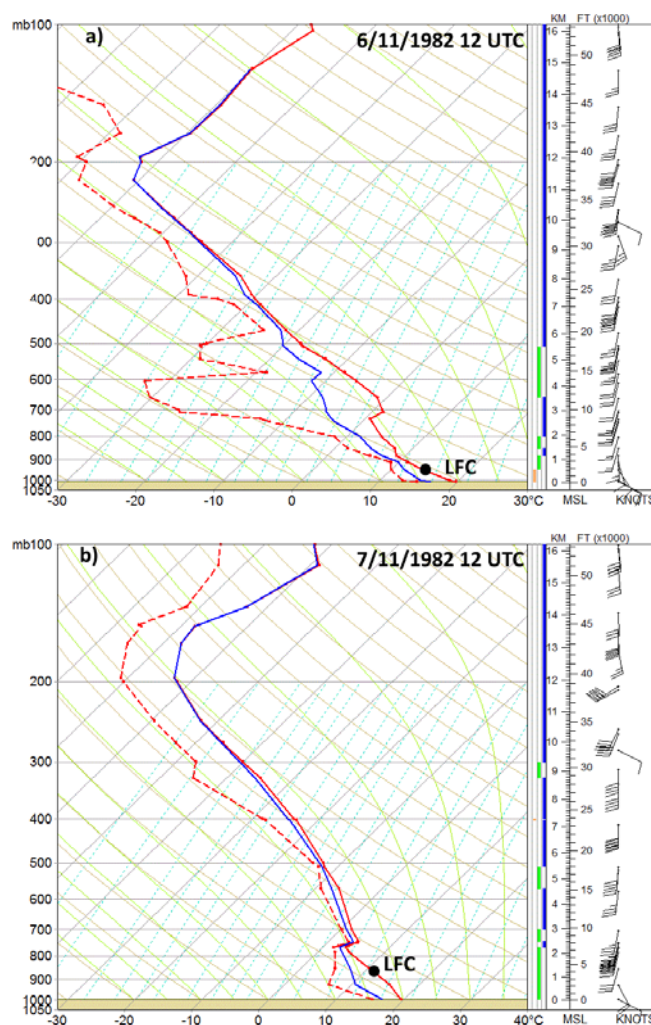
**Fig. 9.** Mesoscale evolution of different fields for each of episode phases: phase 1 at 12:00 UTC on 6 November 1982 (first row), phase 2 at 05:00 UTC on 7 November 1982 (second row), phase 3 at 12:00 UTC on 7 November 1982 (third row), phase 4 at 18:00 UTC on 7 November 1982 (fourth row). Left column (**a**, **c**, **e**, **g**) shows over the second domain (10 km) 850 hPa equivalent potential temperature (shaded, K), 850 hPa wind (arrows,  $\text{m s}^{-1}$ ; see panel **a** for reference vector) and CAPE computed for the most unstable parcel in the low levels ( $500 \text{ J kg}^{-1}$  isocontour labelled and indicated with an arrow in **(a)**). Right column (**b**, **d**, **f**, **h**) shows the vertical cross section of the equivalent potential temperature (K) for the inner domain (2.5 km) along the axis labelled in panel **(a)** over the Pyrenees. Black isocontours indicate the total hydrometeor content greater than  $1 \text{ g kg}^{-1}$  and black arrows correspond to vertical velocity at different levels.

al., 2012). The recent study from Ricard et al. (2012) presents a climatology of the mesoscale environment associated with heavy precipitation events which hit south-eastern France, as in the case considered here. According to the synoptic environment, this HPE belongs to the episodes classified as strong SW cyclonic flows in the Nuissier et al. (2011) classification. The mean moist flow integrated from 0 to 3 km for that circulation type calculated by Ricard et al. (2012) does not exceed  $300 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (see their Fig. 10l).

Furthermore, in order to better understand the origin and dynamics of the air masses that feed the precipitation systems reproduced by the model over the Pyrenees, a series of backward trajectories have been computed during the second and third phases of the event. The backward trajectories of the selected lagrangian parcels inside the ascents (4–7 km) are performed by the lagrangian analysis tool of Gheusi and Stein (2002). The methodology followed in the analysis is similar to the one used in Duffourg and Ducrocq (2011): the air parcels are tracked backwards within the 2.5 km domain as long as they remain inside and at the latest till 4 h after the initial time; when the parcels go out of the 2.5 km domain, similar backward trajectories are performed in the 10 km domain, using the latest point of the parcel in the inner domain as a starting position. The evolution of the parcel water vapour mixing ratio along their trajectories is also examined in order to identify the role of the Mediterranean Sea as a local moisture source in this episode.

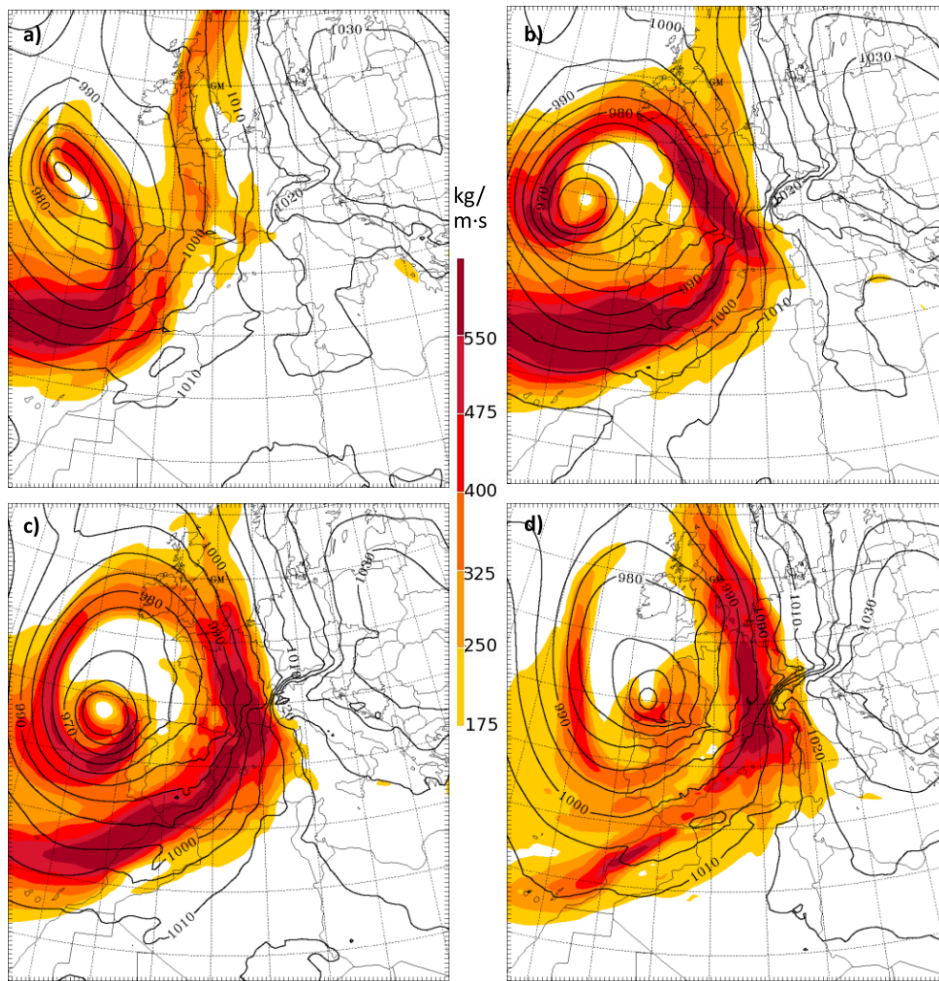
#### 4.1 Phase 1: first stage (06:00 UTC, 6 November 1982–00:00 UTC, 7 November 1982)

Before the episode, anticyclonic conditions and stable environment at low and upper levels prevailed especially over the Mediterranean area since the 27 October. These persistent conditions favoured the formation of a subsidence inversion around 1500 m and the accumulation of moisture at low levels generating a conditionally unstable Mediterranean air mass (Jansà, 1959; Ramis, 1995). The earlier hours of this stage, were characterized by low-level weak southerly winds over Catalonia which progressively shifted north-westward at 12:00 UTC over the surface induced by the anticyclonic conditions over Central Europe. This low-level maritime flow ensured the supply of relatively warm and moist air coming from the area located between Balearic Islands and Catalonia with CAPE values of  $200 \text{ J kg}^{-1}$  (Fig. 9a,  $\Theta_e$  around 313 K). The atmospheric sounding observed in Palma de Mallorca 6 November at 12:00 UTC (Fig. 10) confirms this thermodynamic instability of the low level flow with LFC of 600 m (yellow part column), the presence of the subsidence inversion at 800 hPa (blue part column) and clearly shows the wind shear between the surface and the rest of the vertical profile. These features are also present in the  $\Theta_e$  vertical cross section over a west–east axis along the Pyrenees (Fig. 9b), where the subsidence inversion and a layer of dry air (lower  $\Theta_e$  values) can be detected above



**Fig. 10.** Palma de Mallorca observed sounding: (a) 6 November 1982 at 12:00 UTC; (b) 7 November 1982 at 12:00 UTC. Vertical profiles of temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , solid red line), dew point ( $^{\circ}\text{C}$ , dashed red line), wet-bulb potential temperature ( $^{\circ}\text{C}$ , solid blue line) and wind (knots) are represented. Right coloured vertical bars show the stability conditions for the whole vertical profile (labelled in km). The stability correspondence for each colour is: blue – stable; green – conditionally unstable; yellow – unstable. The level of free convection (LFC) is labelled as a black point.

2000 m over the sea and the Pyrenees. In this initial stage the 3 km vertically integrated water vapour flux (Fig. 11a) was characterized by values lower than  $200 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  over the Pyrenees, mostly concentrated in the lowest first kilometre. In Fig. 9a, over the north coast of Africa an area of elevated  $\Theta_e$  and conditionally unstable conditions with CAPE greater than  $500 \text{ J kg}^{-1}$  can be also distinguished. Along the Portugal coast another maximum of  $\Theta_e$  associated with an Atlantic moister flow ( $400 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) in the warm sector ahead of the cold front is identified.



**Fig. 11.** Evolution of the water vapour flux integrated between the surface and 3 km of altitude (shaded colours,  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) and mean surface pressure (dark contours, hPa): **(a)** Phase 1: 12:00 UTC on 6 November 1982; **(b)** Phase 2: 04:00 UTC on 7 November 1982; **(c)** Phase 3: 12:00 UTC on 7 November 1982; **(d)** Phase 4: 00:00 UTC on 8 November 1982.

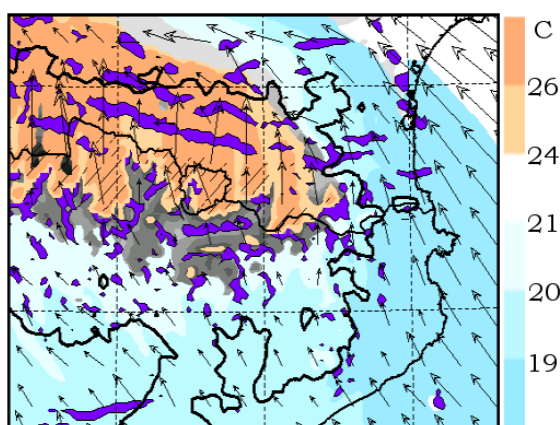
With the gradual increase of the pressure gradient over the Pyrenees, south-easterly winds are reinforced allowing the generation of the first precipitating clouds over the first foothills and the exposed south sides of the Pyrenees by means of the orographic uplift of the conditionally unstable air mass. Low level advection of warm air eroded the subsidence inversion and modified the lapse rate temperature profile. Figure 12 shows in violet shaded colour the areas at 1000 m with vertical velocities greater than  $1 \text{ m s}^{-1}$ . Notice the elongated bands of vertical velocity just north of Andorra which can be associated with the mountain wave generation downstream of the Pyrenees. The first orographic clouds are identified in the cross-vertical section (Fig. 9b), where the total hydrometeor content exceeding  $1 \text{ g kg}^{-1}$  (solid black line) is represented. The rainfall accumulated during this initial stage (Fig. 13a) is characterized by light and persistent orographic induced precipitation ( $< 50 \text{ mm}$ ) developed in a still conditionally unstable airflow under anticyclonic conditions.

#### 4.2 Phase 2: warm front affecting the Pyrenees (00:00–08:00 UTC, 7 November 1982)

The second stage of the episode began the 7 November 1982 (00:00 UTC), when the warm air mass located over the Balearic Islands and previously detected in phase 1 over North Africa (a warm source region) was advected northwards, organized as a west–east frontal band following the SE coastline of the Iberian Peninsula. The south-easterly wind component still present at low levels allowed this warm unstable flow with CAPE values greater than  $500 \text{ J kg}^{-1}$  to penetrate into Catalonia. Figure 9c shows the west–east band of high  $\Theta_e$  affecting the Eastern Pyrenees at 05:00 UTC on 7 November 1982 and Fig. 11b indicates that the  $Q_3$  associated with this air mass is more important than previous stage ( $> 400 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). Behind this first warm front, the strong south-westerly flow induced by the Atlantic cyclone was established over the entire Iberian Peninsula. The warm conveyor belt appears in Fig. 9c as a wide stream of elevated

**Table 2.** Approximate water vapour mixing ratios of the parcels along their pathways over the Mediterranean Sea.

Precipitation structure	Level	Final WV mixing ratio	Initial WV mixing ratio	WV mixing ratio gained from the sea	Time above the sea
PHASE 2 – Andorra	lowest 1000 m	10 g kg <sup>-1</sup>	8.5 g kg <sup>-1</sup>	1.5 g kg <sup>-1</sup>	9 h
	1000–2000 m	7 g kg <sup>-1</sup>	4.5 g kg <sup>-1</sup>	–	11 h
PHASE 2 – Canigo	lowest 1000 m	8–11 g kg <sup>-1</sup>	8 g kg <sup>-1</sup>	2 g kg <sup>-1</sup>	12 h
	1000–2000 m	7 g kg <sup>-1</sup>	4–7 g kg <sup>-1</sup>	2 g kg <sup>-1</sup>	12 h
PHASE 3 – Andorra	lowest 1000 m	9–10 g kg <sup>-1</sup>	6.5 g kg <sup>-1</sup>	3.5 g kg <sup>-1</sup>	8 h
	1000–2000 m	7.8 g kg <sup>-1</sup>	7.2 g kg <sup>-1</sup>	1 g kg <sup>-1</sup>	–
PHASE 3 – Canigo	lowest 1000 m	9 g kg <sup>-1</sup>	6 g kg <sup>-1</sup>	3 g kg <sup>-1</sup>	10 h
	1000–2000 m	7–8 g kg <sup>-1</sup>	7–8 g kg <sup>-1</sup>	1 g kg <sup>-1</sup>	10 h



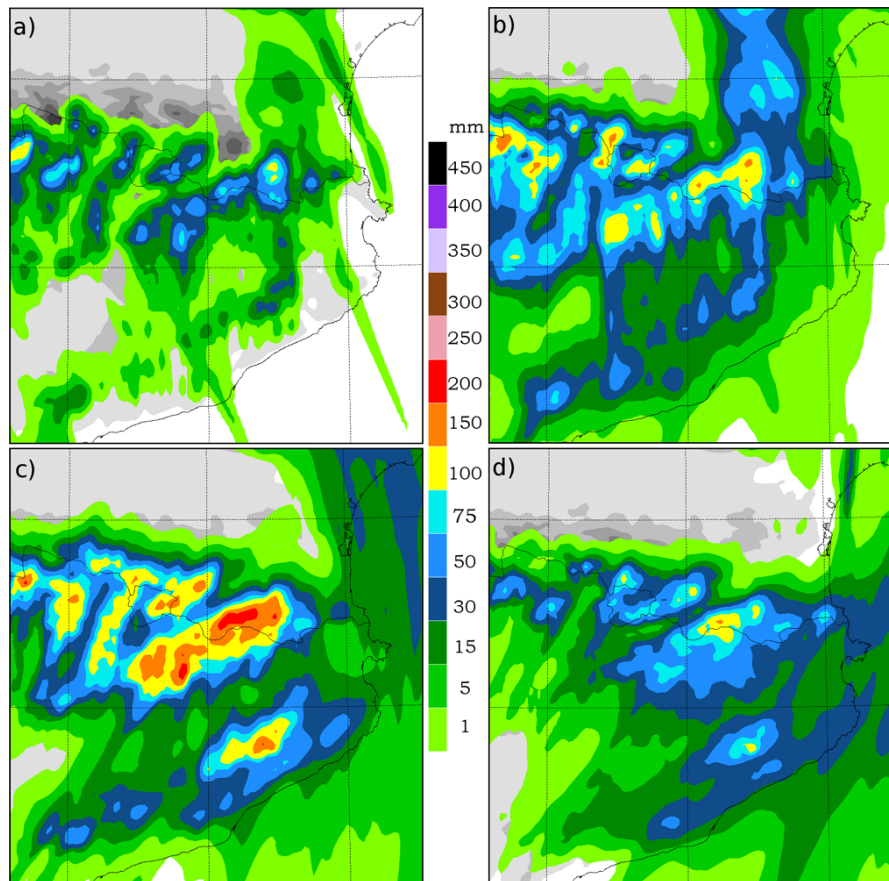
**Fig. 12.** Wind at 10 m a.g.l. (arrows,  $\text{m s}^{-1}$ ), virtual potential temperature at 850 hPa (shaded colours,  $^{\circ}\text{C}$ ), and areas with updrafts greater than  $1 \text{ m s}^{-1}$  at 1000 m (in violet) on the 6 November 1982 at 16:00 UTC. The 500 m topography is shown as a black solid contour and dashed areas correspond to regions above 2000 m.

$\Theta_e$  passing through the Gibraltar strait due to the presence of the Atlas range (Morocco) and following the Spanish Mediterranean Coast. The  $Q_3$  also evidences the remarkable water content of this Atlantic flow ( $> 400 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) with a maximum of  $550 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  in front of Valencia (Fig. 11b).

Figure 14 represents the temporal evolution of the simulated radar reflectivities at an altitude of 2.5 km from 02:00 to 06:00 UTC (7 November 1982). Although widespread precipitation is simulated over the Pyrenees and Catalonia, a maximum can be clearly identified as a non-stationary convective line associated with the warm front moving eastward. The total hydrometeor content close to Canigo massif (Fig. 9d) has an important vertical dimension of the precipitating cloud (7 km) compared to the other areas in the Pyrenees (5 km), which indicates the convective character of the precipitation in this area. This is consistent with the meteorological observations described in Sect. 2.2 that thunderstorms were observed in the Languedoc-Roussillon region. The backwards trajectories

taken in the convective cells over Canigo at 05:00 UTC (Fig. 15) show the low-level convergence of three branches due to the channelling of the southerly low level flows (below 1000 m) over the eastern edge of the Pyrenees. The parcels reaching 7 km in the vertical cross section also reveal the distinct uplifts suffered by parcels coming from higher levels (1–2 km) in the southerly flow. These ascents are mainly due to the interaction of the warm front with the Pyrenees (orographic forcing) as it can be seen in the backward trajectory extension of this branch over 10 km domain where the North African origin of the parcels is identified. Table 2 shows the evolution of the water vapour content along the pathway over the Mediterranean Sea. In this case, all parcels take around 12 h to reach the Pyrenees evidencing the intense low level winds which efficiently advected the conditionally unstable moist flow ( $\sim 8 \text{ g kg}^{-1}$ ). Unlike the low level parcels progressively increment their vapour mixing ratio during their transport over the Mediterranean basin, parcels above 1000 m keep its water vapour content almost constant and gain less than  $2 \text{ g kg}^{-1}$  in the previous 2 h before reaching land. This organized convection had some similarities with the MCS described by Nuisser et al. (2008) during the catastrophic Aude event (their Figs. 7b, 19c and 24a).

Over the west border of Andorra from 03:00 UTC to 04:00 UTC there is a secondary maximum of reflectivity (Fig. 14a and b). According to the precipitation estimated by the terrain analysis (Fig. 5), this secondary maximum could contribute to explain the extreme rainfall intensities estimated in the west of Andorra. Based on the simulation's results this location of the maximum seems to be favoured by an area of moisture convergence at low levels. The southerly winds that affected the Pre-Pyrenees created a local south-easterly circulation probably to flow around the Port del Compte range (just south of Cadi) and converge with the dominant south flow along the Segre Valley (south of Andorra). For this precipitation system, the backward trajectories confirm the channelling in the Segre Valley of a southerly flow coming from the Gibraltar strait as the 2.5 km domain shows (Fig. 15). The vertical structure was



**Fig. 13.** Accumulated precipitation (mm) simulated for each of the episode phases: **(a)** Phase 1: from 06:00 UTC on 6 November to 00:00 UTC on 7 November 1982; **(b)** Phase 2: from 00:00 UTC on 7 November to 08:00 UTC on 7 November 1982; **(c)** Phase 3: from 08:00 UTC on 7 November to 18:00 UTC on 7 November 1982; **(d)** Phase 4: from 19:00 UTC on 7 November to 06:00 UTC on 8 November 1982.

less developed than in the Canigo region (5 km), but clearly shows the 1000–2000 m as a feeding layer of this convective cell. As in the previous structure, the parcels above 1000 m stayed up to 11 h over the Mediterranean Sea and did not modify its moisture content ( $4.5 \text{ g kg}^{-1}$ ) along its pathway. It is over land when parcels descended hundreds of metres and reached saturation mainly due to mixing processes with moister low level flow coming from North Africa ( $10 \text{ g kg}^{-1}$ ) as the yellow parcel shows.

The rainfall accumulations during the second phase (Fig. 13b) are more intense than in the previous stage due to the arrival from North Africa of a warm and moister air mass. The accumulation presents two maxima which match the limits of the Pre-Pyrenees: one over the western border of Andorra and the other over the eastern extreme of the Pyrenees. The imprint of the warm front is clearly identified in the second case in a north–south band of intense precipitation. The rainfall underestimation over the Roussillon region could be attributed to the lesser stationarity of the simulated convective system which developed over the mountains and propagated north-eastward. This second

phase governed by cyclonic conditions is characterized by the interaction of the warm front with the Pyrenees, where the relief as well as acting as a lifting triggering mechanism also modulated its advance, channelling the unstable air mass and generating low level convergence areas.

#### 4.3 Phase 3: moist conveyor belt (08:00–18:00 UTC, 7 November 1982)

On the morning of 7 November, the third phase of the episode started. It was characterized by steady precipitation leading to extreme rainfall accumulations (Fig. 13c) over the Pyrenees, following the mountain range configuration and affecting the most exposed sides to the southerly flow: the SW–NE orientation of the Pre-Pyrenees and the S–N valleys axis. The simulated reflectivity evolution from 09:00 to 18:00 UTC on 7 November 1982 represented in Fig. 16 evidences the stationary and continuous regeneration of the precipitating cells as well as the eastward evacuation over the sea of the convective line developed in the previous phase. Furthermore, over the first foothills close to the coast

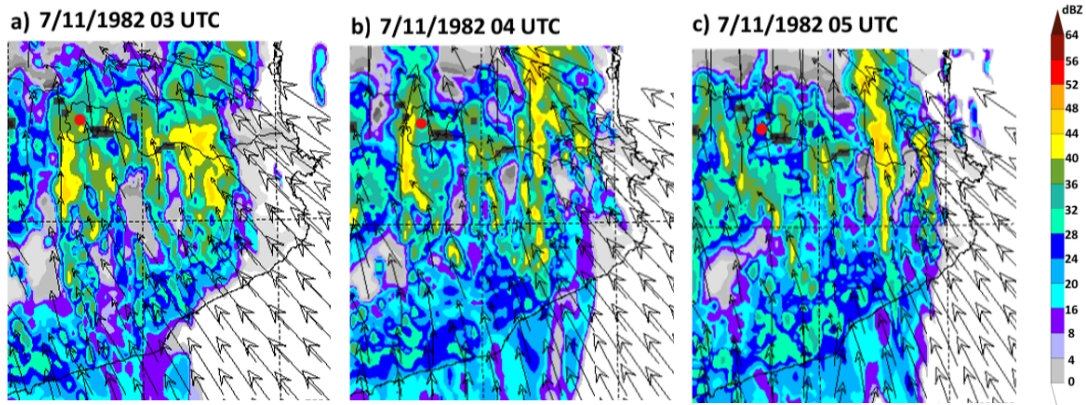


Fig. 14. Evolution during phase two of the simulated reflectivity at 2500 m (shaded colours, dBZ) and 10 m a.g.l. wind (arrows,  $\text{m s}^{-1}$ ).

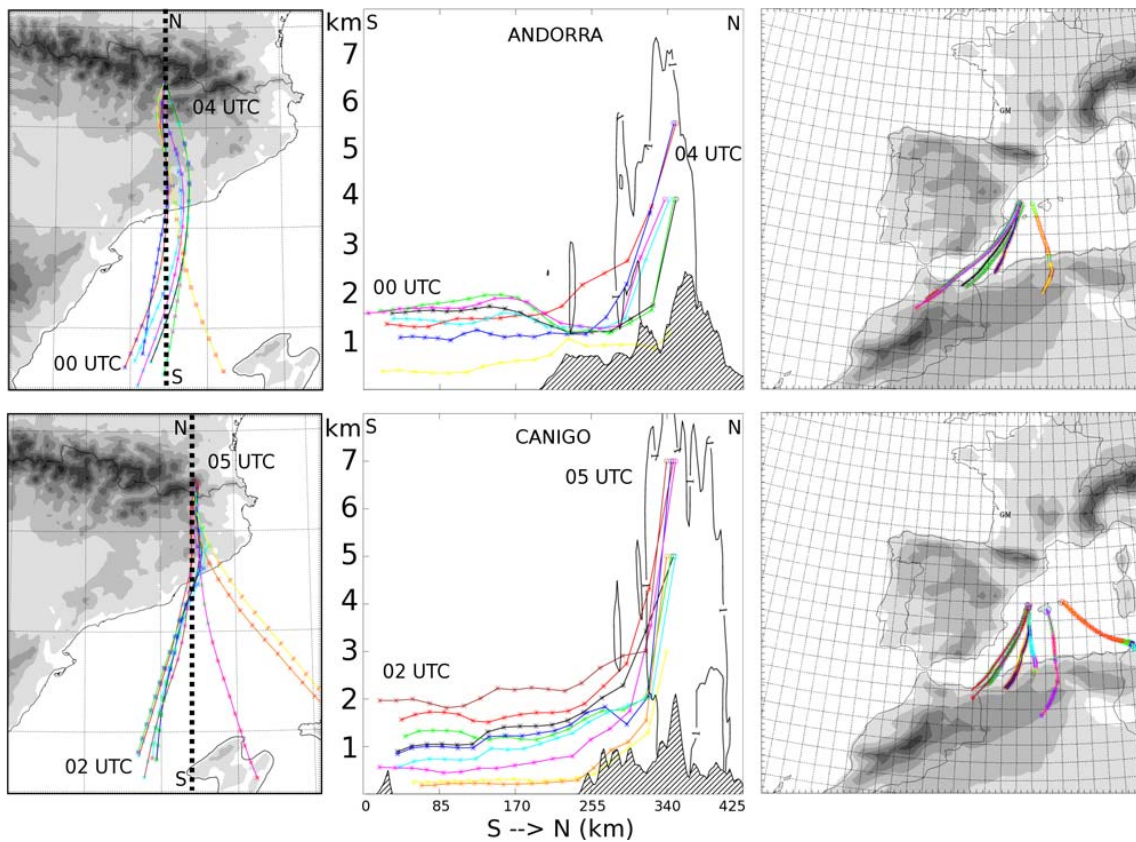
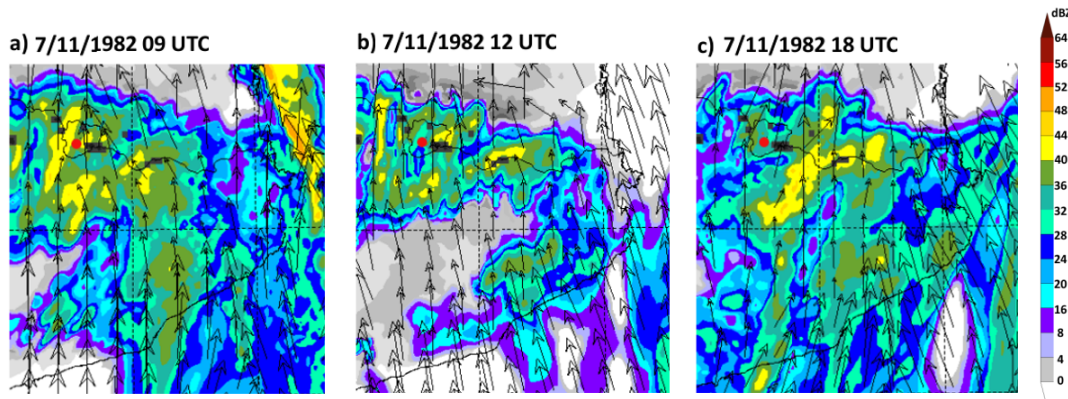


Fig. 15. Backward trajectories of some air parcels taken in the upper part of precipitating systems simulated over a 2.5 km domain projected in an horizontal plane (left column) in Andorra (top panels) and Canigo massif (bottom panels). The backward trajectories are also projected on a vertical cross section (middle column) which follows the line SN displayed on the left panels. Right column shows the extension of the backward trajectories over the 40 km domain. Orography is superimposed in grey scale as in Fig. 1 and as a hatched area for the vertical cross sections.

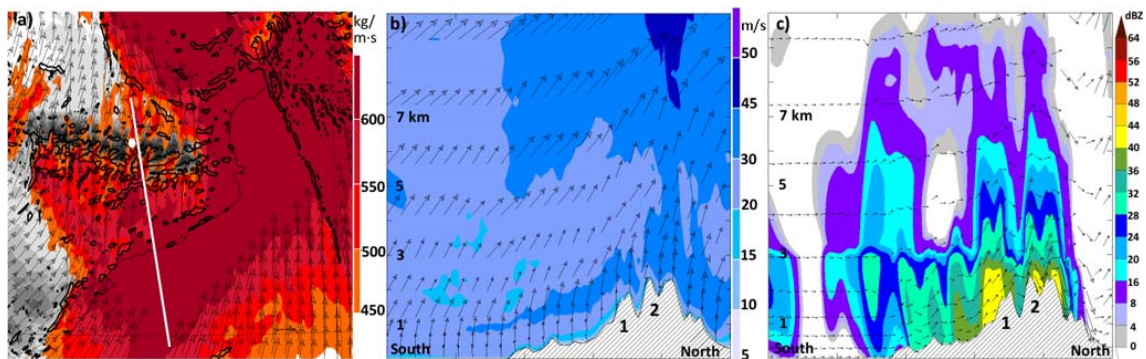
relatively high reflectivity values are also simulated which clearly contrast with the weak values present in the valleys and the central depression of Catalonia.

The long-lasting synoptic blocking and the mature stage of the Atlantic extratropical cyclone during this phase

were reflected in the mesoscale environment through the persistent highest wind speeds of the south-westerly cyclonic flow in the entire vertical profile. At 12:00 UTC, 7 November 1982, the wide moist conveyor belt impinging directly on the Pyrenees can be distinctly identified in



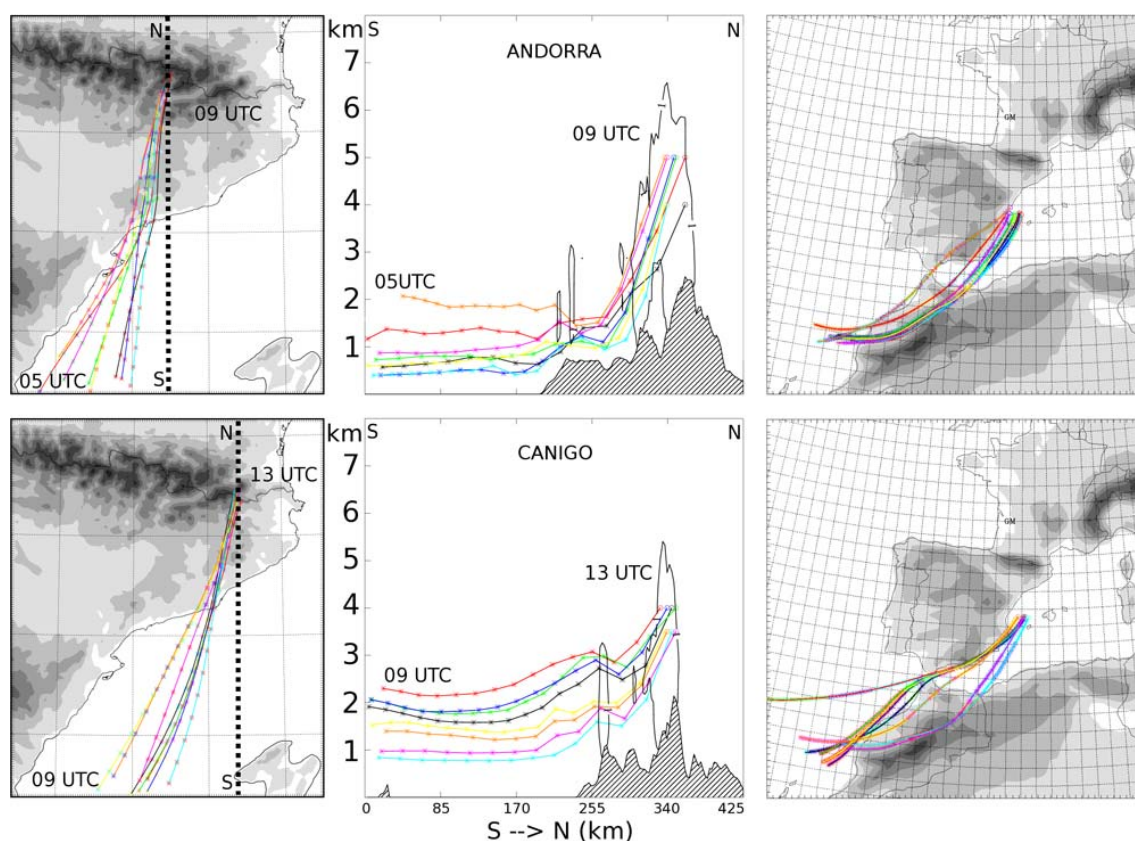
**Fig. 16.** Evolution during phase three of the simulated reflectivity at 2500 m (shaded colours, dBZ) and 10 m a.g.l. wind (arrows, m s<sup>-1</sup>).



**Fig. 17.** (a) Moisture water vapour flux vertically integrated from surface to 3 km (shaded colours, kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup>) and simulated updrafts at 1500 m (black contours, > 1 m s<sup>-1</sup>) during the third phase at 12:00 UTC on 7 November 1982. The south–north axis indicates the vertical cross section at 16:00 UTC on 7 November 1982 shown in panels: (b) horizontal wind speed and direction (shaded colours and arrows, m s<sup>-1</sup>); (c) Simulated reflectivity (shaded colours, dBZ) and vertical wind (1. Cadi massif, 2. Andorra).

the potential temperature field at 850 hPa (Fig. 9e), with values exceeding 316 K but unlike the second stage the air mass had lower values of CAPE (< 500 J kg<sup>-1</sup>) and elevated LFC around 1200 m (Fig. 10b). The west–east vertical cross section over the Pyrenees (Fig. 9f) shows the vertical extent of this warm and moist layer (high  $\Theta_e$  within the first 4 km along the mountain axis between Andorra and Canigo massif). The total water content of hydrometeors (represented as black contours > 1 g kg<sup>-1</sup>) reveals the generation of vertically developed precipitating cores over the relief. In the eastern extreme, over the sea, the vertical structure of the warm front and its convective associated line can be identified. It is during this stage, that the low level water content flux achieves its greatest intensity exceeding the 550 kg m<sup>-1</sup> s<sup>-1</sup> during the entire period (Fig. 11c). This exceptional moist flow persisted approximately 10 h perpendicular to the Pyrenees, supplying a long-lasting precipitation system. Vertical velocities greater than 1 m s<sup>-1</sup> at 1500 m represented in Fig. 17a clearly identify the orography as triggering mechanism of convective cells and its continuous regeneration while the above mentioned very moist flow persisted. Despite over other

mountainous areas above 1000 m on the Catalan coast (Montseny) there were also vertical motions, it was over the Pyrenees where convective cell generation was more efficient because the orographic uplift was enough to reach the LFC and trigger precipitating cells. As it can be seen in the vertical cross section at 16:00 UTC (Fig. 17b) surface winds reached values of 15 m s<sup>-1</sup> persisting more than 10 h. Furthermore, a distinct low level jet (LLJ) of 30 m s<sup>-1</sup> around 1500 m, favouring strong vertical wind shear, generated a layer of negative horizontal vorticity. This layer interacted with the orography contributing to enhance the upward motion on the south slopes of the Pyrenees. The vertical reflectivity profile along a south–north axis over Andorra and Catalonia (Fig. 17c) evidences the south slope location of the most intense and vertically developed precipitation structures where the most distinct upward motions represented by the arrows took place. Note the intense downslope flow in the north slope of the Pyrenees causing the rapid evaporation of the precipitating system due to the strong adiabatic warming. This effect can also be detected in the Segre Valley located between Cadi range and Andorra, where rainfall accumulation was less important.



**Fig. 18.** Same as Fig. 15, but for the two regions during phase 3: Andorra (top panels) and Canigo (bottom panels).

The backward trajectories computed during this phase are represented in Fig. 18. Both precipitation systems selected over Andorra and Canigo were fed by a unique branch coming from Gibraltar strait and advanced north-eastward along the Spanish coast. Due to the cyclonic winds strengthening during this phase, parcels spent less than 10 h over the sea. It appears from the vertical cross section that parcels were directly uplifted by orographic forcing over the Pyrenees and its low-level convergence did not exist. Parcels taken in the Andorran updrafts (5–4 km) were mostly situated below 1000 m. However, cells over Canigo region were less developed (5 km) and fed by parcels mainly situated inside the LLJ (between 1000 and 2000 m). The moisture transport and the amount gained from the Mediterranean Sea are clearly conditional to its initial content and the level where the parcel was located. As shown in Table 2, the elevated initial water content before entering the Gibraltar region ( $> 6 \text{ g kg}^{-1}$ ) highly limited the contribution of the Mediterranean Sea: parcels below 1000 m gained around  $3 \text{ g kg}^{-1}$ , and the ones above this level almost did not modify their content ( $1 \text{ g kg}^{-1}$ ).

From the fact that stationary convective cells were simulated over the Pyrenees during this stage, and there was no upstream propagation of the convective systems, it could be inferred that the system did not produce any cold

pool propagating away from the ridge. In the vertical profile of  $\Theta_e$  (Fig. 9f) a mixed convective layer, which acts to increase  $\Theta_e$  at mid-levels and decrease in the lower levels, can be identified as in the idealized simulations of strong conditionally unstable flow over a mountain ridge performed by Migletta and Rotunno (2009) (their Fig. 7c). This result is consistent with the idealized works of Bresson et al. (2012) or Migletta and Rotunno (2009), where they prove that for strong mid-level winds ( $20 \text{ m s}^{-1}$ ) precipitation is reinforced over the mountains and the presence of a cold pool it is most unlikely because there is no time (from the Lagrangian point of view) for evaporation to have a significant cooling effect on the upstream temperature field. Moreover, if moist advection at low levels or highest  $\Theta_e$  values at 850 hPa affect an extended area, then the rainfall will be widespread instead of focused on a particular location. In this case study, precipitation was all over the Eastern Pyrenees.

During this third phase the event reached its highest intensity due to the steady interaction of the warm and moist conveyor belt ahead of the cold front with the Pyrenees.



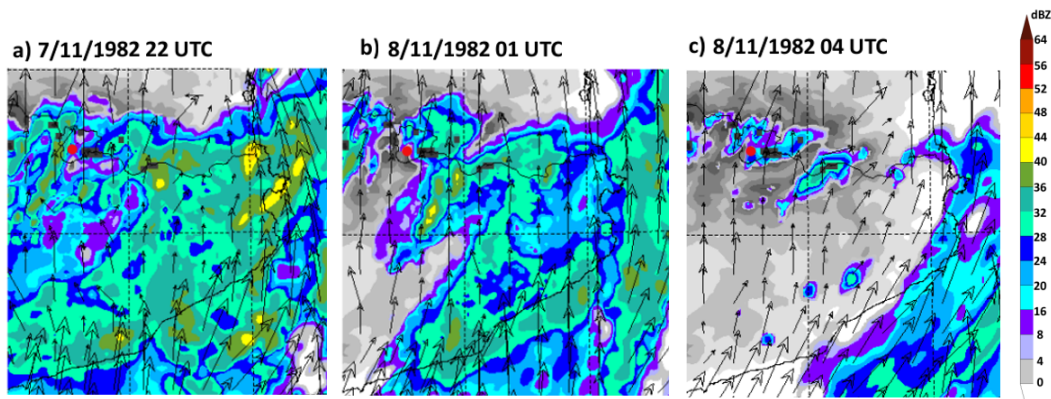


Fig. 19. Evolution during phase four of the simulated reflectivity at 2500 m (shaded colours, dBZ) and 10 m a.g.l. wind (arrows,  $\text{m s}^{-1}$ ).

#### 4.4 Phase 4: cold front passing over Andorra and dissipation (18:00 UTC, 7 November 1982)

The last phase starts at 18:00 UTC on 7 November, when the omega blocking pattern identified in the synoptic conditions weakened due to the eastward displacement of the upper-level ridge and the deep Atlantic low started to decay. The cold frontal surface which remained stationary in front of the Galician coast during the previous stages eventually progressed north-eastward approaching Andorra. Figure 9g shows the strong gradient in the  $\Theta_e$  field along a north–south axis which delimited the cold front edge over the Pyrenees. The characteristic shape of the leading edge of the cold-frontal surface is also identified in the vertical cross section (Fig. 9h), where well-developed convective cells are favoured by the distinct uplift triggered over the boundary of the two different air masses. The total content of hydrometeors exceeding  $1 \text{ g kg}^{-1}$  shows the vertical dimension of the convective cells over Andorra reaching 7 km. At the same time its progressive propagation eastward evacuated moist and warm air, which was still feeding the upslope flow over the easternmost Pyrenees. As a result, one of the main ingredients that allowed the steady cell development over the mountain ridge decayed and precipitation started to weaken as it can be observed in the temporal reflectivity evolution (Fig. 19). During the night of 8 November, the exceptional moist level flux that impinged perpendicularly on the Pyrenees during the previous phase was evacuated over the Mediterranean Sea (Fig. 11d) and affected the southern French coast and the Massif Central where the most intense convective cells developed. During this last phase characterized by more dynamic atmospheric conditions, rainfall accumulations distinctly decreased over Andorra and the rest of the NE of the Iberian Peninsula (Fig. 13d).

## 5 Conclusions

The historical catastrophic HPE recorded in Andorra from 6 to 8 November 1982 has been analyzed in detail and, for the first time, using mesoscale model simulations at 2.5 km horizontal resolution with the French Meso-NH model. The analysis has a twofold objective: to describe the synoptic environment in which the HPE developed and to identify the mesoscale mechanisms that lead to steady rainfall over the Eastern Pyrenees as well as the features of the moisture inflow feeding the precipitation systems which were fairly well reproduced by the model.

At synoptic-scale the event was characterized by a deep Atlantic cyclone which generated a strong southerly flow over the Iberian Peninsula. The presence of low and upper level anticyclonic conditions installed over Central Europe favoured a slow evolving synoptic environment. Based on the evolution of the extratropical cyclone, its structure and the interaction with Pyrenees, four distinct phases have been distinguished during the event. The earlier stage developed in a still anticyclonic environment was characterized by light and persistent orographic rainfall favoured by a conditionally unstable airstream impinging on the mountains. During the second phase, the rainfall accumulations were intensified due to the interaction of warm and moist air mass coming from North Africa with the Eastern Pyrenees. The gradual strengthening of the cyclonic conditions contributed to the fast advection of this African warm front and the generation of a low level unstable flow with CAPE and low-level moisture content more important than the initial stage, especially in the eastern edge of the Pyrenees. The third phase is the most intense in terms of rainfall accumulations as a consequence of the stationary synoptic conditions and the highest intensities of the south-westerly cyclonic flow generating a LLJ. As a result, the Atlantic warm and moist conveyor belt impinged over the whole Eastern Pyrenees more than 10 h. As in the Aude (1999) case reported in Nuissier et al. (2008), the low CAPE

values of this lasting flux seems to be counterbalanced by large moisture fluxes ( $550 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). During the last phase, rainfall accumulations decayed when the anticyclonic blocking weakened and cold front crossed over the Pyrenees and followed its path towards the Mediterranean Sea. During the whole episode synoptic and mesoscale ingredients pointed out by Lin et al. (2001) as conducive to orographic rainfall were present (conditionally unstable environment, a LLJ, steep mountain and a quasi-stationary synoptic system). On the other hand, the episode characterized by long-lived ( $> 12 \text{ h}$ ) and spatially distributed ( $> 50 \times 50 \text{ km}^2$ ) precipitation could be classified as a Type I event according to the methodology proposed by Molini et al. (2009). Within the framework of that classification, a good estimate of the convective timescale (Molini et al., 2011) would be shorter than 6 h corresponding to convective equilibrium regime dominated by large-scale forcing. Future work which would require higher density and temporal resolution of precipitation observations could include a predictability analysis of the different event phases similar to that performed by Reborá et al. (2013), or Keil et al. (2013).

Furthermore, the backward trajectories have underlined the mechanism which contributed during phase 2 and 3 to generate the necessary forcing ascent to trigger and maintain the precipitation more than 30 h over the Pyrenees. For the second phase, in addition to the orographic forcing which triggered or enhanced warm frontal precipitating structures over the Pyrenees, two areas of low-level wind convergence were also identified: one in the west border of Andorra as a result of the deflection role of Pre-Pyrenees and the second over the Canigo region where southerly flows are channelled. For the third phase, strong updraughts are continuously generated all over the windward slopes of the Eastern Pyrenees. Hence the orographic uplift is the dominant lifting mechanism in this HPE which triggered long-lasting precipitating cells over the Pyrenees and Andorra.

The moisture inflow feeding the heavy precipitating cells was found to be confined within the lowest 2000 m of the atmosphere and its origin mainly within the warm and moist conveyor belt ahead of the cold front. The evolution of the water vapour content during its pathway showed the limited role of the Mediterranean Sea due to the high initial water vapour content of the parcels before entering this area and the rapid crossing of the basin (less than 12 h). Particularly, parcels between 1000 m and 2000 m had their origin mainly within the warm and moist conveyor ahead of the cold front and almost did not modify its initial moisture content ( $7 \text{ g kg}^{-1}$ ) before reaching saturation. Furthermore, parcels below 1000 m, which were in contact with the Mediterranean air mass, had elevated initial water content ( $8\text{--}9 \text{ g kg}^{-1}$ ) and only  $2\text{--}3 \text{ g kg}^{-1}$  could be gained from the Mediterranean. Therefore, for this HPE the moisture coming from remote source regions (Atlantic and African air masses) is larger than the local moisture source. These results are in good agreement with Duffourg and Ducrocq (2011), who

concluded that when cyclonic conditions prevail before the HPE the amounts of moisture gained from the Mediterranean is remarkably lower ( $3\text{--}4 \text{ g kg}^{-1}$ ), and also with Pinto et al. (2013) who studied a large data set of HPEs affecting north-west Italy and concluded that the most intense events were characterized by a significant moisture advection from the Atlantic Ocean.

This present study strengthens the importance of the slow-evolving synoptic conditions and the strong cyclonic flow induced by the deep Atlantic low. Moreover it contributes to quantify the mesoscale ingredients as the substantial moisture advection from the Atlantic Ocean and details the crucial role of the Pyrenees in the major flash-flood event recorded in Andorra.

## Appendix A

### A fuzzy verification of the high resolution QPF

To objectively complement the previous qualitative evaluation presented in Sect. 3.2, two fuzzy verification techniques have been applied to 48 h accumulation forecasts at 2.5 km spatial resolution. The validation is focused on the sub-domain of  $105 \times 100$  grid boxes shown in Fig. 7. As described in Ebert (2008), opposite to traditional verifications, neighbourhood (fuzzy) verification assumes that it is acceptable for the forecast to be slightly displaced and still be useful. As we are interested in verifying the forecast in particular locations of interest (raingauge observations) two methods that follow a single observation-neighbourhood forecast strategy were chosen (Ebert, 2008): the multi-event contingency table (ME) and the conditional square root of RPS (CS).

The ME method (Atger, 2001) considers a forecast useful if it predicts at least one event close to an observed event. An event is the occurrence of a value exceeding a certain threshold of rainfall intensity (i.e. mm/48 h). The standard score used for that method is the Hansen and Kuipers (HK) score:

$$HK = H - F, \quad (\text{A1})$$

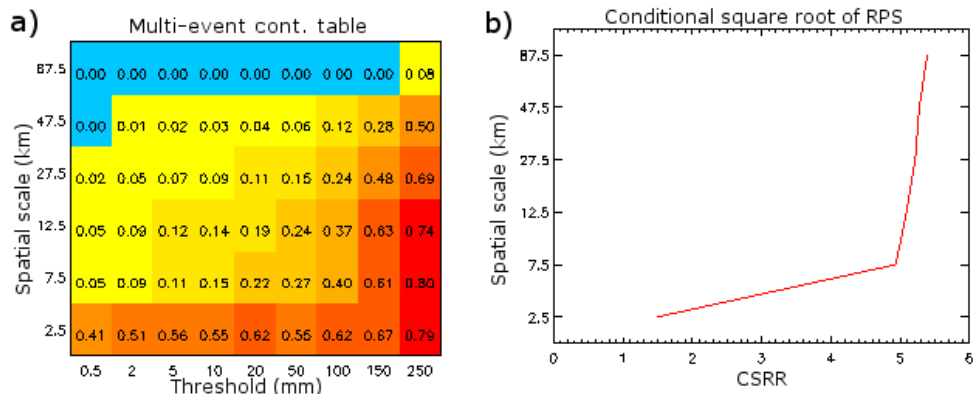
where

$$H = \frac{\text{hits}}{\text{hits} + \text{misses}} \quad (\text{A2})$$

$$F = \frac{\text{false.alarms}}{\text{false.alarms} + \text{correct.rejections}}. \quad (\text{A3})$$

The HK measures the ability of the forecast system to separate the observed “yes” cases from the “no” cases.

The CS method (German and Zawadzki, 2004) represents the following decision model: “A useful forecast is one that has a high probability of matching the observed value”. Unlike ME method, the CS includes the intensity directly



**Fig. A1.** Fuzzy verification of the precipitation forecast shown in Fig. 7: multi-event contingency table showing the HK score (left panel) and conditional square root of RPS (right panel). The red colours on the left panel indicate good performance according to the decision model used by the ME method, while blue colours indicate poor skill.

into the calculation of scores instead of verifying the occurrence or probability of events. The score used is

$$\text{CSRR} = \frac{\sqrt{\text{RPS}}}{P_{x>0}} \quad (\text{A4})$$

with

$$\text{RPS} = \frac{1}{M-1} \sum_{m=1}^M (\text{CDF}_{y,m} - o_m)^2, \quad (\text{A5})$$

where  $M$  is the number of forecast categories and  $\text{CDF}_{y,m}$  is the cumulative probability of the forecast exceeding the threshold for category  $m$ , and  $o_m$  is an indicator ( $0 = \text{no}$ ,  $1 = \text{yes}$ ) for the observation in category  $m$ .

A perfect forecast would have a score of 1 for HK and 0 for CSRR. Figure A1 shows the fuzzy verification results from both techniques. For ME method results vary in both intensity and spatial scale ( $x$  and  $y$  axes, respectively). This approach allows us to identify the scale-intensity combination at which the highest resolution forecast performs better. CSRR results are only a function of neighbourhood window size (spatial scale).

The HK score presents the highest values for extreme intensities ( $> 250$  mm) and low to moderate scales (2.5 to 27.5 km), showing the skill of the model in predicting the heaviest precipitation close (few km) to the observations. For spatial scales it is the finest grid (2.5 km) the one that achieves highest values for light and moderate intensities. It can be interpreted that at high spatial resolution the forecast predicted rain rates of similar magnitude as that of the observations. The large number of hits and correct rejections highlight the model performance in detecting the strong spatial gradient of precipitation over the complex topography of the study area. Finally, the CSRR confirms that it is at finest scales (2.5 km) where the best match between forecast and the observed intensity distribution is detected – see the decreasing values of CSRR with decreasing spatial scales, with a minimum at 2.5 km.

*Acknowledgements.* The authors appreciate the collaboration of SMC (Meteorological Service of Catalonia), especially Marc Prohom regarding the computation and quality control of the 24-hour rainfall data from AEMET (Spanish Meteorological Agency). We would like also to thank AEMET, Météo-France (French Meteorological Office) and Eumetsat for surface observations and satellite data, respectively. We also thank Beth Ebert (BMRC) for providing the “fuzzy verification toolbox” (available online at [http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/fuzzy\\_verification.zip](http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/fuzzy_verification.zip)). The comments of the reviewers are also gratefully acknowledged. This study has been done in the framework of the HYMEX project. This research was partly funded by the project CGL2012-38945 granted to the University of Barcelona by the Spanish Ministry of Economic Affairs and Competitiveness. Finally, the IEA (Andorran Research Institut) acknowledges the help of the Govern d’Andorra in the framework of the research grants of the Comunitat de Treball dels Pirineus (CTP013-AND/2012).

Edited by: A. Mugnai

Reviewed by: two anonymous referees

## References

- Albentosa, L. M.: Precipitaciones excepcionales e inundaciones durante los días 6 al 8 de noviembre de 1982 en Cataluña, Estudios Geográficos, 170–171, Madrid, 1983 (in Spanish).
- Atger, F.: Verification of intense precipitation forecasts from single models and ensemble prediction systems, Nonlin. Processes Geophys., 8, 401–417, doi:10.5194/npg-8-401-2001, 2001.
- Barthélemy, L.: Aiguat des 7–8 Novembre 1982, intensité et quantités de précipitations estimées. Centre d’Études Andorranes-Perpignan, Centre de Géographie Physique H. Elhaï – Univ. Paris, 1982 (in French).
- Barredo, J. I.: Major Flood Disasters in Europe: 1950–2005, Nat. Hazards, 42, 125–148, 2007.
- Batalla, M., Ninyerola, M., and Esteban, P.: Atles Climàtic Digital d’Andorra, Servidor de mapes, Institut d’Estudis Andorrans (IEA) i Universitat Autònoma de Barcelona (UAB), available at:

- <http://opengis.uab.es/wms/ACDA/index.htm> (last access: April 2013), 2011 (in Catalan).
- Bechtold, P., Bazile, E., Guichard, F., Mascart, P., and Richard, E.: A mass flux convection scheme for regional and global models, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 869–886, 2001.
- Bresson, E., Ducrocq, V., Nuissier, O., Ricard, D., and de Saint-Aubin, C.: Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the Northwestern Mediterranean complex terrain, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 138, 1751–1763, doi:10.1002/qj.1911, 2012.
- Cailleau, C. and Santurette, P.: *Têmpete des 6, 7 et 8 novembre 1982*, Note de Travail du Service Météorologique Métropolitain, 10, Ministère des Transports, Direction de la Météorologie, France, 1983 (in French).
- Caniaux, G., Redelsperger, J.-L., and Lafore, J.-P.: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line, *J. Atmos. Sci.*, 51, 2046–2074, 1994.
- Commission Météorologique Départementale: *Annales climatologiques 1982*, Pyrénées-Orientales, Conseil Général, 1982 (in French).
- Corominas, J. and Alonso, E. E.: Geomorphological effects of extreme floods (November 1982) in the southern Pyrenees. *Hydrology in Mountainous Regions*, Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990, IAHS Publ. no. 194, available at: [http://iahs.info/redbooks/a194/iahs\\_194\\_0295.pdf](http://iahs.info/redbooks/a194/iahs_194_0295.pdf) (last access: February 2013), 1990.
- Cuxart, J., Bougeault, P., and Redelsperger, J.-L.: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 126, 1–30, doi:10.1002/qj.49712656202, 2000.
- Dee, D. P., Uppala, S. M., Simmons, A. J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M. A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A. C. M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A. J., Haimberger, L., Healy, S. B., Hersbach, H., Hólm, E. V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A. P., Monge-Sanz, B. M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., and Vitart, F.: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 553–597, doi:10.1002/qj.828, 2011.
- Duffourg, F. and Ducrocq, V.: 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, 2011.
- Ebert, E. E.: Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: A review and proposed framework, *Meteor. Appl.*, 15, 51–64, 2008.
- Esteban, P., Ninyerola, M., and Prohom, M.: Spatial modelling of air temperature and precipitation for Andorra (Pyrenees) from daily circulation patterns. *Theor. Appl. Climatol.*, 96.1, 43–56, 2009.
- Fresnay, S., Hally, A., Garnaud, C., Richard, E., and Lambert, D.: Heavy precipitation events in the Mediterranean: sensitivity to cloud physics parameterisation uncertainties, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2671–2688, doi:10.5194/nhess-12-2671-2012, 2012.
- Gallego, N.: Cadastre de riscos naturals a Andorra, *Horitzó* 5, 16–27, 2003 (in Catalan).
- Gaume, E., Bain, V., Bernardara, P., Newinger, O., Barbuc, M., Bateman, A., Blaškovičová, L., Blöschl, G., Borga, M., Dumitrescu, A., Daliakopoulos, I., Garcia, J., Irimescu, A., Kohnova, S., Koutroulis, A., Marchi, L., Matreata, S., Medina, V., Preciso, E., Sempere-Torres, D., Stancalie, G., Szolgay, J., Tsanis, I., Velasco, D., and Viglione, A.: A compilation of data on European flash floods. *J. Hydrol.*, 367, 70–78, doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.028, 2009.
- Germann, U. and Zawadzki, I.: Scale dependence of the predictability of precipitation from continental radar images, Part II: probability forecasts, *J. Appl. Meteorol.*, 43, 74–89, 2004.
- Gheusi, F. and Stein, J.: Lagrangian description of airflows using Eulerian passive tracers, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 128, 337–360, doi:10.1256/00359000260498914, 2002.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M., and Sancho, C.: Geomorphological and sedimentological analysis of a catastrophic flash flood in the Arás drainage basin (Central Pyrenees, Spain), *Geomorphology*, 22, 265–283, 1998.
- Harrold, T. W.: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 99, 232–251, 1973.
- Hoskins, B. J., McIntyre, M. E., and Robertson, A. W.: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877–946, 1995.
- Houze Jr., R. A.: Orographic effects on precipitating clouds, *Rev. Geophys.*, 50, RG1001, doi:10.1029/2011RG000365, 2012.
- Jansà, J. M.: La masa de aire Mediterrànea, *Rev. de Geofísica*, 69, 35–50, 1959 (in Spanish).
- Keil, C., Heinlein, F., and Craig, G. C.: The convective adjustment time-scale as indicator of predictability of convective precipitation, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, doi:10.1002/qj.2143, online first, 2013.
- Lafore, J. P., Stein, J., Asencio, N., Bougeault, P., Ducrocq, V., Duron, J., Fischer, C., Hérel, P., Mascart, P., Masson, V., Pinty, J. P., Redelsperger, J. L., Richard, E., and Vilà-Guerau de Arellano, J.: The Meso-NH Atmospheric Simulation System. Part I: adiabatic formulation and control simulations, *Ann. Geophys.*, 16, 90–109, doi:10.1007/s00585-997-0090-6, 1998.
- Lin, Y. L., Chiao, S., Wang, T., Kaplan, M. L., and Weglarz, R. P.: Some Common Ingredients for Heavy Orographic Rainfall, *Weather Forecast.*, 16, 633–660, 2001.
- Llasat, M. C.: *Gota Fría*, Editorial Boixareu Universitaria, 139–150 pp., ISBN: 84-267-0829-3, 1991 (in Spanish).
- Marti-Bono, C. and Puigdefabregas, J.: Consecuencias geomorfológicas de las lluvias de noviembre de 1982 en las cabeceras de algunos valles pirenaicos, *Estud. Geogr.*, 170–171, 275–290, 1983 (in Spanish).
- Météo-France: 6 au 8 novembre 1982 Tempête et inondations majeures sur le grand Sud. *Pluies extremes*, Météo-France, available at: <http://pluiesextremes.meteo.fr/1982-11-06/tempete-sur-l-ouest-de-l-europe-et-ravages-sur-le-sud.html> (last access: January 2013), 2012 (in French).
- Migletta, M. M. and Rotunno, R.: Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge, *J. Atmos. Sci.*, 66, 1865–1885, doi:10.1175/2009JAS2902.1, 2009.
- Molini, L., Parodi, A., and Siccardi, F.: Dealing with uncertainty: an analysis of the severe weather events over Italy in 2006, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 9, 1775–1786, doi:10.5194/nhess-9-1775-2009, 2009.

- Molini, L., Parodi, A., Rebora, N., and Craig, G. C.: Classifying severe rainfall events over Italy by hydrometeorological and dynamical criteria. *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 148–154, 2011.
- Nuissier, O., Ducrocq, V., and Ricard, D.: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. Part I: Numerical framework and synoptic ingredients, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 134, 111–130, doi:10.1002/qj.200, 2008.
- Nuissier, O., Joly, B., Joly, A., Ducrocq, V., and Arbogast, P.: A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern France, *Q. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137, 1812–1827, doi:10.1002/qj.866, 2011.
- Pergaud, J., Masson, V., Malardel, S., and Couvreur, F.: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction, *Bound.-Lay. Meteorol.*, 132, 83–106, doi:10.1007/s10546-009-9388-0, 2009.
- Pinto, J. G., Ulbrich, S., Parodi, A., Rudari, R., Boni, G., and Ulbrich, U.: Identification and ranking of extraordinary rainfall events over Northwest Italy: The role of Atlantic moisture, *J. Geophys. Res.-Atmos.*, 118, 2085–2097, doi:10.1002/jgrd.50179, 2013.
- Pinty, J.-P. and Jabouille, P.: A mixed-phased cloud parametrization for use in a mesoscale non-hydrostatic model: Simulations of a squall line and of orographic precipitation. *Proceedings of the Conference on Cloud Physics*, Amer. Meteorol. Soc: Boston, Everett, WA, USA, August 1999, 217–220, 1998.
- Ramis, C.: Las observaciones de la atmósfera libre en Mallorca: una breve historia y algunos resultados, *Rev. de Ciéncia*, 17, 41–58, 1995 (in Spanish).
- Rebora, N., Molini, L., Casella, E., Comellas, A., Fiori, E., Pignone, F., Siccardi, F., Silvestro, F., Tanelli, S., and Parodi A.: Extreme rainfall in the Mediterranean: what can we learn from observations?, *J. Hydrometeorol.*, 14, 906–922, doi:10.1175/JHM-D-12-083.1, 2013.
- Ricard, D., Ducrocq, V., and Auger, L.: A climatology of mesoscale environment associated with Mediterranean Heavy Precipitating Events over a Northwestern Mediterranean area, *J. Appl. Meteorol. Clim.*, 51, 468–488, 2012.
- Riosalido, R., Ferraz, J., Alvarez, E., Cansado, A., Martín, F., Elizaga, F., Camacho, J. L., and Martín, A.: A flash flood event in the Spanish Pyrenees: the Biescas case, INM, in: *WMO International Symposium on cyclones and hazardous weather in the Mediterranean*, Palma de Mallorca, 151–158, 1998.
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Benard, P., Bouttier, F., Lac, C., and Masson, V.: The AROME-France Convective-Scale Operational Model., *Mon. Weather Rev.*, 139, 976–991, 2011.
- Semple, A. T.: A review and unification of conceptual models of cyclogenesis, *Meteorol. Appl.*, 10, 39–59, 2003.
- Sotillo, M. G., Ramis, C., Romero, R., Alonso, S., and Homar, V.: Role of orography in the spatial distribution of precipitation over the Spanish Mediterranean zone, *Clim. Res.*, 23, 247–261, 2003.
- Trapero, L., Gallego N., Margalef A., and Esteban P.: Analysis of a flood event that affected the Hispano-Andorran border the 1st August 2008, Poster in the IMPRINTS Workshop, February 2011, Toulouse, France, 2011.
- Trapero, L., Bech, J., and Lorente, J.: Numerical modelling of heavy precipitation events over Eastern Pyrenees: Analysis of orographic effects, *Atmos. Res.*, 123, 368–383, doi:10.1016/j.atmosres.2012.09.014, 2013.
- Vié, B., Molinié, G., Nuissier, O., Vincendon, B., Ducrocq, V., Bouttier, F., and Richard, E.: Hydro-meteorological evaluation of a convection-permitting ensemble prediction system for Mediterranean heavy precipitating events, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 12, 2631–2645, doi:10.5194/nhess-12-2631-2012, 2012.

## 8.3. Efectes orogràfics en el camp de precipitació

En aquest apartat s'ampliarà l'anàlisi de l'episodi i s'aprofundirà en els mecanismes orogràfics que podrien haver contribuït a afavorir la intensificació de la precipitació a la zona d'Andorra. S'examinarà el paper de l'orografia mitjançant una sèrie d'experiments de sensibilitat en què s'ha modificat des de l'altitud de tota l'orografia, a només part del relleu proper al Principat. Per altra banda, també s'ha fet especial atenció als mecanismes microfísics com a probables responsables d'aquesta intensificació. Per exemple es té present, entre d'altres, les possibles dependències originades per l'altitud de la isozero ja que estan estretament lligades amb el desenvolupament de certs processos microfísics, com la formació de calabruix.

Aquesta part s'ha desenvolupat a partir dels resultats obtinguts amb les modelitzacions fetes amb el model WRF. La configuració utilitzada per la simulació, descrita a la taula 4.2 del capítol 4, es basa en la realitzada amb el model MESO-NH de manera que els dos camps de precipitació siguin el més similars i consistents possible, a més de ser coherents amb les observacions. A la figura 8.1 es compara gràficament el camp de precipitació obtingut amb els dos models per cada una de les fases identificades durant l'episodi. Els resultats confirmen que la segona i la tercera fase van ser les més importants pel que fa a la intensitat de la precipitació acumulada. En concret, a la segona fase, es detecta clarament el senyal del pas del front càlid a l'extrem oriental dels Pirineus, en forma de banda allargada de pluja en direcció nord-sud, amb un màxim a la zona del Canigó. Per la tercera fase, s'identifica el mateix patró orogràfic, amb màxims als vessants exposats i mínims als fons de vall que referma la modelització feta amb MESO-NH. Tot i que es detecten algunes petites diferències en les acumulacions, per exemple a l'última fase són més elevades per la simulació feta amb WRF que no pas la de MESO-NH. Això es deu a les variacions temporals entre els dos models a l'hora d'evacuar el front fred en direcció al Mediterrani. Un cop demostrada la coherència entre les dues simulacions, considerarem la realitzada amb el WRF com a simulació de control (CTRL) i ens servirà com a referència per aprofundir en l'anàlisi de l'episodi.

### 8.3.1. Test de sensibilitat: modificació del relleu

Els resultats presentats fins ara a l'article (sec. 8.2) mostren els Pirineus com a element determinant en la intensificació o activació dels sistemes de precipitació durant l'episodi. S'ha vist com durant la segona fase, la interacció del primer front càlid d'origen africà amb l'orografia de l'extrem est de la serralada pirinenca generava un màxim de precipitació en aquesta zona. En canvi a la tercera fase, l'ascens orogràfic del sector càlid i humit de la part davantera del front fred (*warm conveyor belt*, en anglès) a incidir sobre els Pirineus s'ha identificat com el mecanisme físic de desencadenament de la precipitació.

### Simulació NOREL

Per tal de quantificar el paper d'aquests dos processos orogràfics en el camp de precipitació de les diferents fases, s'ha realitzat un primer test de sensibilitat en el qual l'altitud del

terreny s'ha reduït en un factor deu a tots els dominis, inclòs els Pirineus. Aquest test ens permetrà quantificar l'efecte total de l'orografia en aquest episodi excepcional de precipitació. La simulació, denominada NOREL perquè s'hi han eliminat els principals relleus, s'ha dissenyat

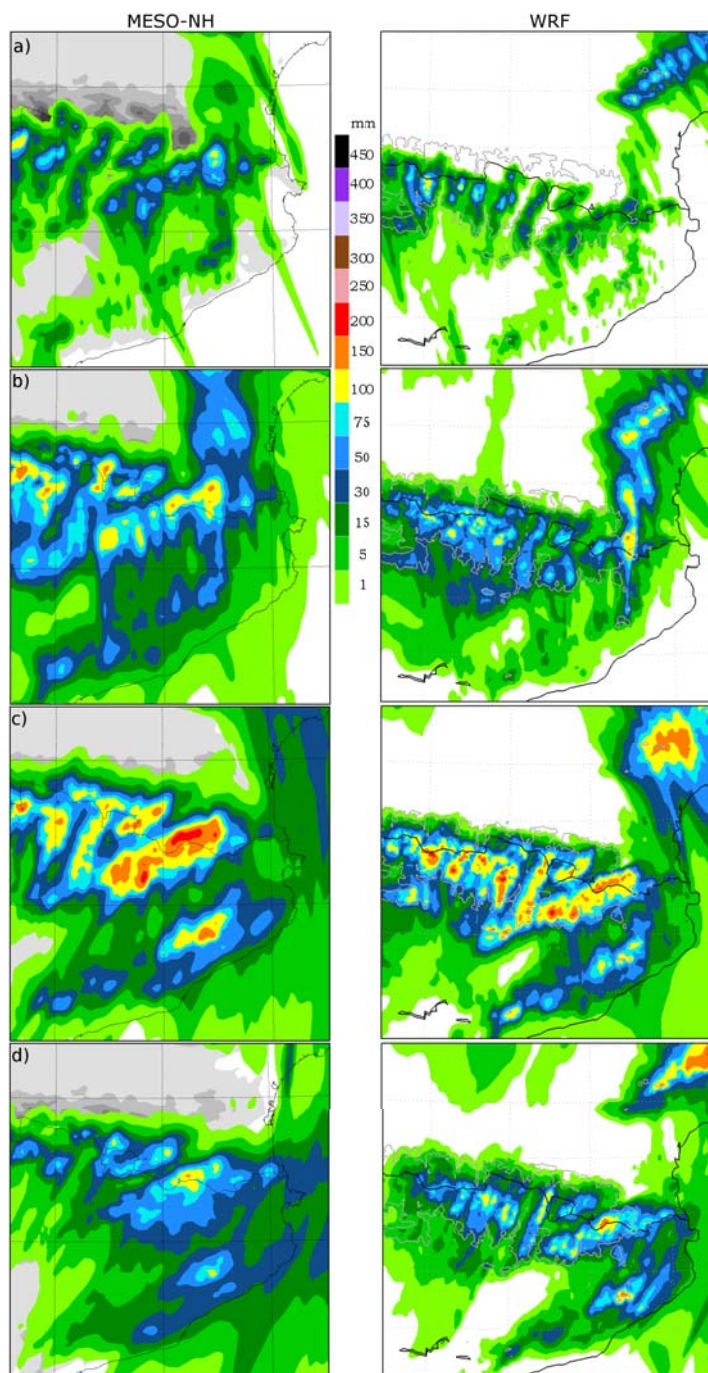


Figura 8.1: Comparació entre els resultats obtinguts amb el model MESO-NH (columna esquerra) i el WRF (columna dreta) de la precipitació acumulada en cada una de les fases de l'episodi del 1982. Cada fila correspon a una de les quatre fases: a) fase 1: 12 TU del 6 de novembre del 1982; b) fase 2: 04 TU del 7 de novembre del 1982; c) fase 3: 12 TU del 7 de novembre del 1982; d) fase 4: 00 TU del 8 de novembre del 1982.

### 8.3. Efectes orogràfics en el camp de precipitació

mantenint una configuració del model idèntica a la utilitzada en la simulació de control (CTRL) descrita anteriorment. A la figura 8.2, es mostra per la simulació NOREL el camp de precipitació obtingut per cada una de les fases. Es veu clarament que les acumulacions generades són molt inferiors comparat amb la simulació CTRL i no superen els 50 mm.

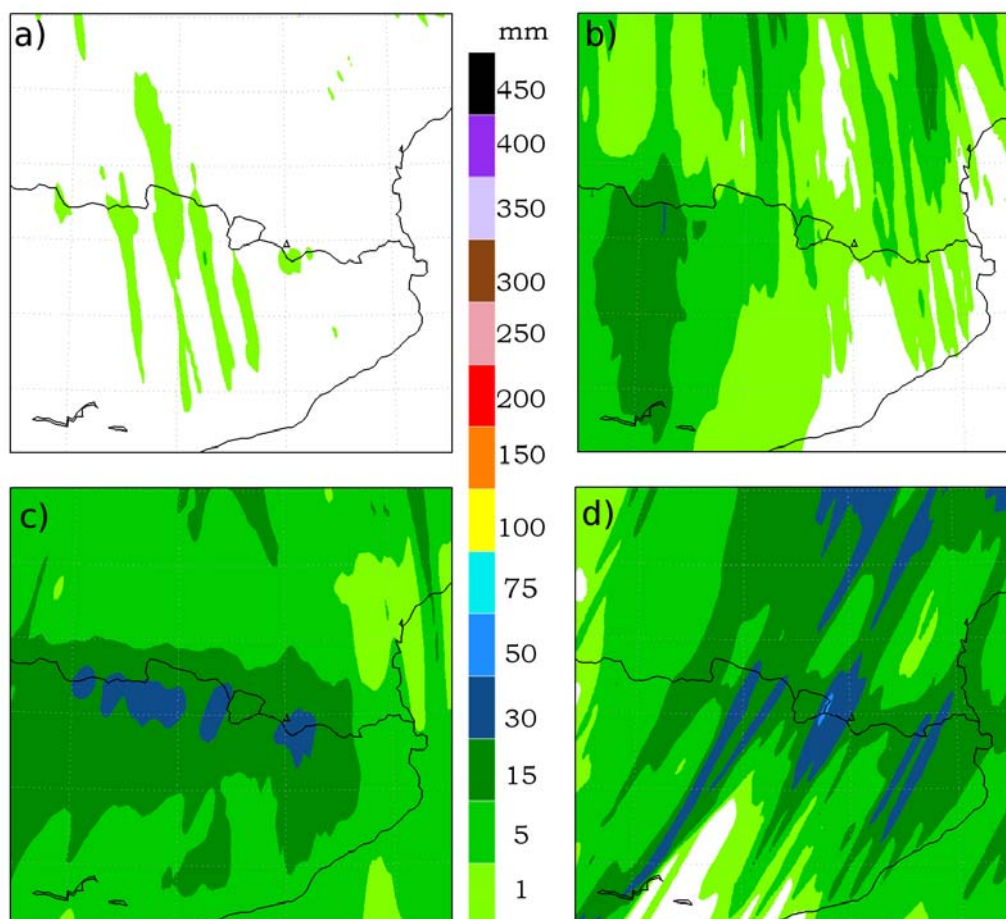


Figura 8.2: Precipitació acumulada (mm) obtinguda amb la simulació NOREL per cada una de les fases: a) fase 1: 12 TU del 6 de novembre del 1982; b) fase 2: 04 TU del 7 de novembre del 1982; c) fase 3: 12 TU del 7 de novembre del 1982; d) fase 4: 00 TU del 8 de novembre del 1982.

Per la primera fase (fig. 8.2a), en què el flux condicionalment inestable del SE per ascens orogràfic començava a generar els primers sistemes de precipitació, tant als relleus litorals com pirinencs, ja que el nivell de LFC es trobava a només 600 m, s'observa com a l'eliminar el relleu ja no es desenvolupa precipitació. Durant la següent fase (fig. 8.2b), dominada pel pas del front càlid d'origen africà, no es detecta el màxim a la zona del Canigó ja que els Pirineus han deixat d'exercir l'efecte de bloqueig que obligava la massa d'aire a circular pel seu extrem més oriental. El camp de precipitació obtingut durant la tercera fase (fig. 8.2c), considerablement menys intens a la zona dels Pirineus, permet confirmar contrastadament el paper clau que va jugar el relleu en el desencadenament de forma molt eficient dels sistemes de



precipitació quan el sector càlid i humit associat al front fred va interaccionar amb la serralada. Curiosament, la última fase de la simulació NOREL, apareix com la més intensa (fig. 8.2d). Això es deu, perquè en aquesta fase té lloc l'avanç del front fred sobre la nostra zona d'estudi, i les bandes allargades en direcció nord-sud de màxims de precipitació coincideixen amb la intensificació dels sistemes convectius a causa de la interacció del front amb detalls orogràfics de petita escala associats principalment als canvis de vall fluvial. Així doncs, tot i eliminar el relleu la configuració sinòptica de l'episodi afavoriria la formació de precipitació a causa principalment de l'ascens frontal entre les diferents masses d'aire que van circular creuant els Pirineus.

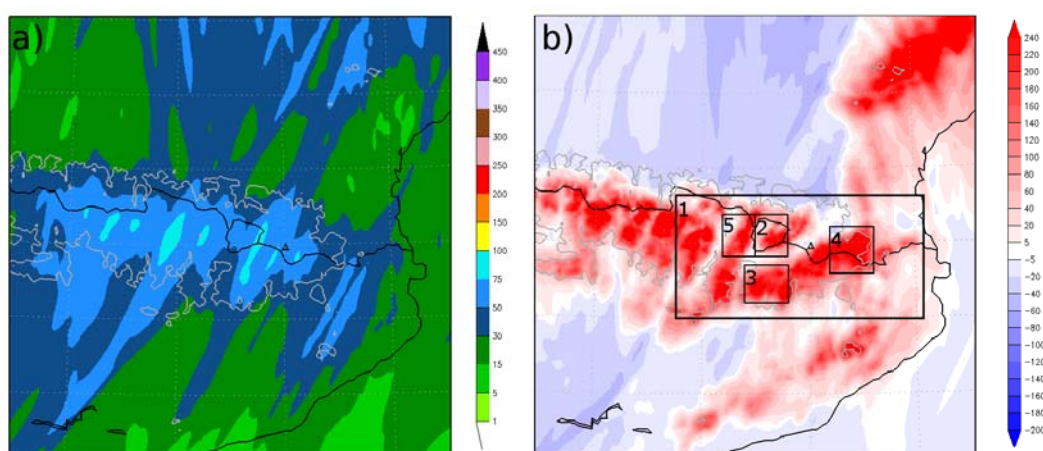


Figura 8.3: a) Precipitació acumulada en 48 hores (mm) per la simulació NOREL; b) Diferència entre les simulacions (CTRL-NOREL) des de les 06 TU del 6 novembre a les 06 TU del dia 8 de novembre de 1982. Els rectangles negres mostren les diferents zones on s'ha calculat la precipitació mitjana total: 1) Pirineus (PIR), 2) Andorra (AND), 3) Serra del Cadí (CAD), 4) Massís del Canigó (CAN) i 5) zona de l'alt Pirineu al Pallars (PAL). La línia grisa mostra la isolínia d'altitud 1000 m.

La figura 8.3 quantifica la diferència entre les dues simulacions, la CTRL i la NOREL, pel camp de pluja total acumulada al llarg de l'episodi (48 h). S'observa que les diferències assoleixen valors superiors a 200 mm distribuïts per tot el Pirineu, excepte als fons de vall on gairebé no hi ha variació. Destaca també la diferència a tota la zona de la plana tolosenca, on a la simulació NOREL s'hi produeix precipitació gràcies a l'eliminació de la barrera orogràfica que generava l'efecte Foehn a sotavent dels Pirineus. Si considerem la regió que inclou tot el Pirineu Oriental (PIR), com es mostra a la figura 8.3b, la precipitació mitjana acumulada en 48 h és un 65 % superior per la simulació CTRL que no pas la NOREL. Així doncs, el relleu, i en primer terme els Pirineus, van contribuir sense cap dubte a la intensificació de l'episodi. Per tal de quantificar aquesta mateixa diferència a una escala més local, s'han definit diferents subàrees indicades en forma de rectangle a la figura 8.3b: Andorra (AND), Serralada del Cadí (CAD), Massís del Canigó (CAN) i zona de l'Alt Pirineu al Pallars (PAL). La taula 8.1 mostra la precipitació mitjana acumulada i la variació en percentatge respecte la simulació CTRL a

cada una de les zones d'interès. En conjunt, a totes les àrees, entre elles Andorra (AND) la precipitació és almenys un 65% inferior quan s'elimina el relleu. Destaca, especialment, la zona del Canigó (CAN) on aquest percentatge arriba fins al 81%. Aquest valor clarament superior al de la resta del Pirineu, confirma que en aquesta zona a diferència de les altres, la precipitació es va veure intensificada tant durant la segona com la tercera fase de l'episodi. La figura 8.4, on es compara el camp  $\theta_e$  a 850 hPa i el flux a nivells baixos (925 hPa) per les dues simulacions CTRL i NOREL, permet aprofundir en quina va ser la causa d'aquest reforç local. A la simulació CTRL s'identifica clarament com els Alps i el Massís Central exerceixen un efecte de bloqueig del flux anticiclònic estable a nivells baixos, de manera que aquest es veu obligat a rodejar les dues serralades pel seu extrem sud adquirint una component oest que afavoreix la confluència amb el flux de sud-est sobre l'extrem oriental dels Pirineus intensificant l'efecte del primer front càlid d'origen africà (veure àrea limitada pel rectangle negre de fig. 8.4). Aquesta convergència es manté encara durant la tercera fase, però ja afectant la regió francesa del Llenguadoc-Rosselló. Al centre de Catalunya també s'identifiquen petites diferències en les circulacions locals a sotavent del Sistema Ibèric. Al comparar les zones CAD i AND, es detecta una diferència del 10% entre elles, que posa de manifest l'exposició més elevada de la Serralada del Cadí als fluxos de sud; o dit d'una altra manera, s'insinua el tret protector que va jugar aquesta serralada evitant que la precipitació fos més intensa a la zona d'Andorra. Per demostrar aquesta hipòtesi s'ha executat un segon test de sensibilitat que recollim a continuació.

Taula 8.1: Precipitació mitjana acumulada (mm) a cada una de les regions definides a la figura 8.3 i percentatge de variació respecte la simulació CTRL, entre parèntesis.

Simulació	CTRL	NOREL		NOCAD	
PIR	140 mm	48 mm	(65 %)	141 mm	(~)
AND	170 mm	59 mm	(65 %)	255 mm	(-50 %)
CAD	239 mm	54 mm	(77 %)	131 mm	(45 %)
CAN	249 mm	46 mm	(81 %)	253 mm	(~)
PAL	182 mm	62 mm	(65 %)	242 mm	(-32 %)

#### Simulació NOCAD

El segon test de sensibilitat s'ha dut a terme per tal d'avaluar i quantificar l'efecte de la serralada del Cadí sobre les zones veïnes com Andorra o la regió de l'Alt Pirineu al Pallars (PAL). S'ha seguit la mateixa metodologia que en el test anterior, és a dir, s'ha mantingut la mateixa configuració del model que la simulació CTRL però s'ha modificat l'orografia del Cadí. Aquesta simulació l'anomenarem NOCAD. Per tal de conservar la coherència amb els relleus de l'entorn, s'ha disminuït la seva altitud fins a un valor que no alterés la continuïtat als límits de l'àrea modificada. A la figura 8.5 es mostra la precipitació acumulada en 48 h al llarg de tot l'episodi, i la diferència respecte la simulació CTRL (CTRL-NOCAD). L'efecte

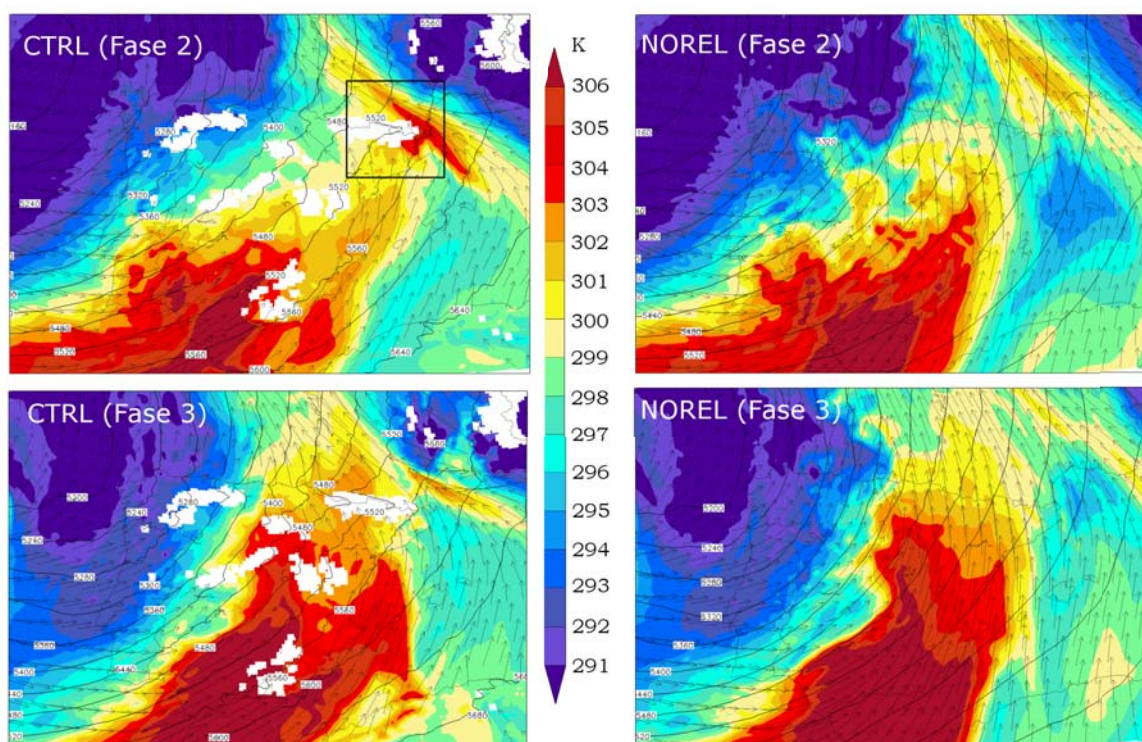


Figura 8.4: Temperatura potencial equivalent a 850 hPa (K, fons de color), vent a 925 hPa (m/s, fletxes) i geopotencial a 500 hPa (m, contorn negre) per la simulació CTRL i la NOREL durant dos instants representatius de la fase 2 (06 TU del 7 novembre 1982) i la fase 3 (12 TU del 7 de novembre de 1982). L'àrea coberta per la figura inclou tota la Península Ibèria i el rectangle negre indica la nostra zona d'estudi.

més important, com era d'esperar, s'identifica a la mateixa zona del Cadí (CAD), on en alguns punts la precipitació és més de 160 mm inferior, i de mitjana representa un 45 % menys de precipitació que la simulació CTRL (taula 8.1). En canvi Andorra (AND), pateix un augment del 50 %, amb màxims que haguessin assolit fins els 450 mm especialment al límit sud-est del Principat i també a la vall del riu Segre al seu pas per l'Alt Urgell. Aquest increment, té lloc principalment a la tercera fase, quan el flux càlid i humit pot circular sense cap obstacle que s'interposi directament sobre els relleus del sud d'Andorra. La figura també permet identificar un increment important, però més moderat a la zona PAL (32 %), afavorit per la major exposició als fluxos de sud d'aquests relleus. Pel que fa a la resta dels Pirineus orientals no es detecta cap efecte destacat, i per tant les acumulacions mitjanes es mantenen similars a les de la simulació CTRL (taula 8.1). El fet d'eliminar la Serra del Cadí no afecta als mecanismes que afavorien la intensificació a la zona del Canigó. Tots els resultats mostrats fins ara, per a cada simulació, s'han resumit a la figura 8.6, que permet comparar d'una manera més directa les quantitats de precipitació registrades a cada subregió.

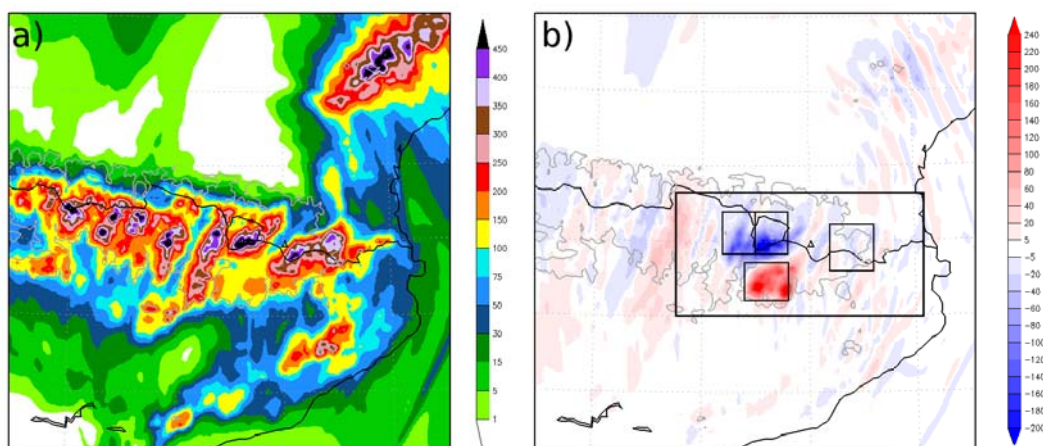


Figura 8.5: a) Precipitació acumulada en 48 hores (mm) per la simulació NOREL; b) Diferència entre les simulacions (CTRL-NOCAD) des de les 06 TU del 6 novembre a les 06 TU del dia 8 de novembre de 1982. Els rectangles negres mostren les àrees definides a la figura 8.3.

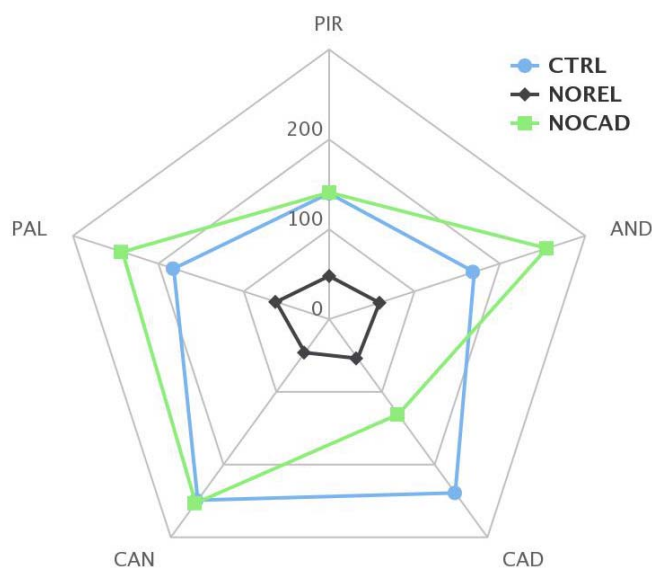


Figura 8.6: Precipitació mitjana acumulada (mm) a cada una de les regions definides a la figura 8.3 (PIR, AND, CAD, CAN, PAL) i per cada un dels experiments (CTRL, NOREL, NOCAD).

### 8.3.2. Anàlisi dels processos microfísics

Com s'ha descrit a la secció 3.1.2, a partir de treballs de modelització i observació, existeixen diferents models conceptuals definits en altres regions muntanyoses del món que identifiquen com a responsables del reforç de la precipitació certs processos microfísics de creixement de les partícules, com per exemple l'acreció (coalescència, agregació, congelació d'aigua subfosa). En aquesta secció primer es centra en la comprensió de diferents camps microfísics obtinguts a partir de la modelització CTRL i així analitzar quin paper van jugar aquests processos en la possible intensificació de la precipitació a la zona dels Pirineus orientals, i en concret a Andorra.

A continuació es mostraran les diferències respecte les simulacions NOREL i NOCAD. Tot i que Rotunno i Houze (2007) destaquen la importància d'associar els resultats dels models mesoescalars amb les dades d'observacions radar per millorar la comprensió de la física dels sistemes de precipitació, per aquest episodi no ha estat possible fer-ho ja que en aquella època no es disposava d'aquest tipus d'observacions.

La figura 8.7 presenta els sistemes de precipitació formats a la zona dels Pirineus en diferents moments seleccionats representatius de la segona (03 TU), la tercera (17 TU) i la quarta (00 TU) fase de l'episodi. A la primera columna es mostra la proporció de mescla de l'aigua de pluja ( $r_r$ ) a 725 hPa simulat pel model (llegenda de colors), on hi destaquen els màxims distribuïts per tot el Pirineu, especialment intensos i més extensos durant la tercera fase (17 TU).

Aquesta distribució espacial de  $r_r$  és coincident amb el camp de precipitació horari (no es mostra) i confirma que la precipitació més important es va donar als Pirineus. La figura també mostra les concentracions de partícules de neu superiors a 0,1 g/kg a nivells mitjans (isolínia blava). Si comparem aquests valors amb les observacions de satèl·lit (fig. 4 de l'article sec. 8.2), s'intueix que el model va subestimar lleugerament l'extensió del patró de nuvolositat sobre la regió de Catalunya, ja que  $r_s$  a les 17 TU es restringeix només a la zona pirinenca.

A la columna dreta de la figura 8.7, s'hi mostra un tall vertical transversal a l'alçada de les longituds on es troba el Principat d'Andorra (entre 1,5° i 1,8° de longitud est, rectangle vermell) que permetrà analitzar el patró microfísic reproduït pel model. En conjunt, la distribució consisteix en hidrometeors líquids, és a dir pluja ( $r_r$ ) per temperatures positives (nivells baixos), partícules sòlides (cristalls de gel i neu) per temperatures negatives (nivells alts) i aprop o uns quants nivells per sobre de la isoterma de 0° C es detecten hidrometeors més pesats com el calabruix (isolínia vermella), especialment aprop dels cims elevats dels Pirineus. Com es descriu a la figura 3.3 extreta de Medina i Houze (2003), aquest perfil vertical és típic de situacions convectives que impliquen processos microfísics com la coalescència, la congelació d'aigua subfosa i la fusió de les partícules de gel quan precipiten. Tant a les 03 com a les 17 TU, es detecten uns sistemes de precipitació ben desenvolupats als Pirineus, on la proporció de mescla de neu i aigua de pluja augmenta amb la proximitat a la serralada. Els valors màxims de  $r_s > 1$  g/kg presents a nivells mitjans fan intuir que les ascendències orogràfiques existents a aquests nivells (700-650 hPa), com mostra la component vertical del vent transversal a la serralada, van potenciar la formació addicional d'hidrometeors sòlids com cristalls de gel que al mateix temps permeten la formació de neu per autoconversió. En concret, l'esquema microfísic de Thompson utilitzat en la modelització, transforma automàticament a neu les fraccions de glaç amb partícules de diàmetres superiors a 200  $\mu\text{m}$ . Al mateix temps, es detecta la presència de calabruix a partir de 750 hPa, amb una distribució vertical que presenta un màxim amb valors de  $r_g > 0,25$  g/kg i una extensió vertical de fins a 5 km (500 hPa) sobre els primers relleus elevats de la Serra del Cadí (CAD). La seva formació s'atribueix a l'important aportació d'aigua líquida a nivells mitjans provinent de les ascendències a nivells baixos que al interaccionar amb les partícules de neu i incorporar l'aigua subfosa per congelació formen el calabruix (procés de *riming*, en anglès). Aquest hidrometeor, comparat amb la neu, té un contingut aquós més elevat que el

### 8.3. Efectes orogràfics en el camp de precipitació

fa més pesat i per tant precipita més ràpidament i l'advecció que pateix és inferior. És a dir, no pot ser transportat tant lluny com les partícules de neu. Al llarg de les diferents fases de l'episodi s'observa com la isozero es manté per sobre dels 3000 m (700 hPa), molt a prop de la línia de crestes de la serralada, això afavoreix que el calabruix que precipita es fongui i caigui

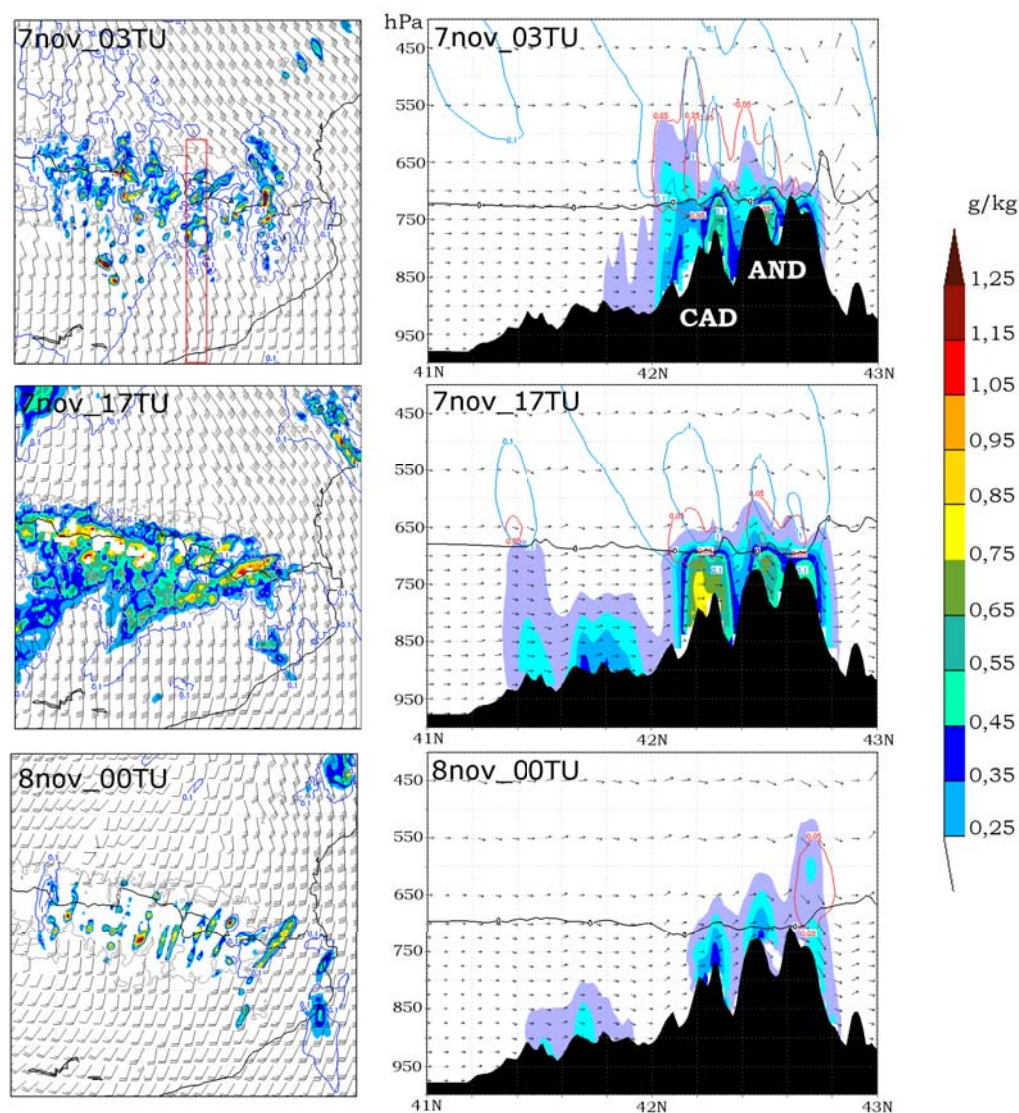


Figura 8.7: Camps rellevants en els processos microfísics obtinguts per la simulació CTRL. Columna esquerra: proporció de mescla d'aigua de pluja al nivell de 725 hPa (g/kg, llegenda de colors), proporció de mescla de neu a 700 hPa (isolínia blava, > 0,1 g/kg) i vent a 850 hPa. Cada fila correspon a un instant seleccionat: 03 i 17 TU del 7 de novembre i les 00 TU del 8 de novembre. El rectangle vermell mostra l'àrea definida pel tall vertical transversal; Columna dreta: al tall vertical transversal sobre la regió d'Andorra a cada instant seleccionat s'hi mostra la mitjana de la proporció de mescla de diferents hidrometeors: neu (isolínia blava: 0,1, 1,0 i 2,5 g/kg), calabruix (isolínia vermella: 0,05, 0,25 i 0,50 g/kg) i aigua de pluja (llegenda de colors: de 0,25 a 1,25 g/kg). Les fletxes indiquen la component vertical del vent transversal a la serralada. L'altitud de la isoterma de 0° C s'indica amb la línia negra contínua.

en forma líquida afavorint la intensificació de la pluja a causa del seu elevat contingut aquós, com mostren els màxims de  $r_r$  (en color groc i verd) sobre els Pirineus. A més a més, per sota la isozero el reforç existeix gràcies al robust creixement de les gotes per coalescència.

Si ens fixem en els cims corresponents a Andorra, es detecten els mateixos processos però en una menor intensitat que al Pre-Pirineu (CAD), ja que els ascensos que s'hi han produït han consumit part important de l'elevat contingut de vapor d'aigua disponible. Si a tot això, hi afegim que la tercera fase va persistir més de 10 hores, a causa del bloqueig existent a escala sinòptica, tenim que el període durant el qual aquests processos microfísics de reforç de la precipitació van actuar, va ser molt llarg i va permetre l'acumulació de quantitats excepcionals de pluja. Per altra banda, la precipitació molt menys intensa de les zones litorals i la Catalunya central, es pot associar als processos que tenen lloc en nuvolositat estratiforme com la fusió de la neu o l'autoconversió de les partícules nuvoloses en aigua de pluja.

Durant l'última fase de l'episodi, a les 00 TU del dia 8 de novembre (fig. 8.7 última fila), la presència de calabruix és molt inferior. Aquest fet fa intuir que els ascensos a nivells baixos no eren prou forts per produir la quantitat d'aigua líquida nuvolosa necessària per generar el calabruix, de manera que la precipitació es produeix majoritàriament per la fusió de la neu formada a nivells mitjans.

### **Comparació amb les simulacions NOCAD i NOREL**

A continuació examinarem l'efecte local sobre els factors microfísics descrits fins ara, pels dos experiments realitzats en què s'ha modificat el relleu (NOCAD i NOREL). La figura 8.8 mostra els resultats obtinguts per cadascuna de les simulacions en forma de tall vertical transversal sobre la mateixa regió d'estudi que la figura 8.7 per tal de poder-los comparar (rectangle vermell).

Durant la segona fase (03 TU), per la simulació NOCAD, als cims anteriors a la regió CAD (42 N) s'identifica un ascens prou important per desenvolupar cel·les convectives i afavorir la formació de calabruix que es pot associar al pas del front càlid d'origen africà. Sobre la zona del Cadí la precipitació dèbil observada prové principalment de la fusió dels hidrometeors (neu i calabruix). A nivells mitjans, a la zona AND es detecta una intensificació la proporció de mescla de neu i valors de  $r_r$  més intensos. Durant la tercera fase (17 TU), l'ascens orogràfic més marcat es produeix sobre AND enlloc de la zona CAD, de manera que al Principat hi ha una intensificació de la precipitació per fusió del calabruix, fins i tot lleugerament a sotavent dels primers pics segurament a causa de l'advecció originada pel *jet* present a nivells mitjans (30 m/s a 1500 m). Tot i això, atès que en aquesta fase el flux d'humitat incident sobre els Pirineus és màxim ( $Q_3 > 550$  kg/m·s) permet que a la zona CAD la concentració de  $r_r$  no hi sigui negligible respecte la fase anterior ja que la precipitació líquida formada per coalescència hi és més intensa. A la darrera fase (00 TU), coincidint amb el pas del front fred es detecta un lleuger descens de la isozero, i malgrat no identificar la presència de neu a nivells mitjans, l'aigua de pluja assoleix altituds molt per sobre de la isozero amb la coexistència de calabruix.

A la simulació NOREL, en què els ascensos orogràfics ja no hi són presents, només esdevin-

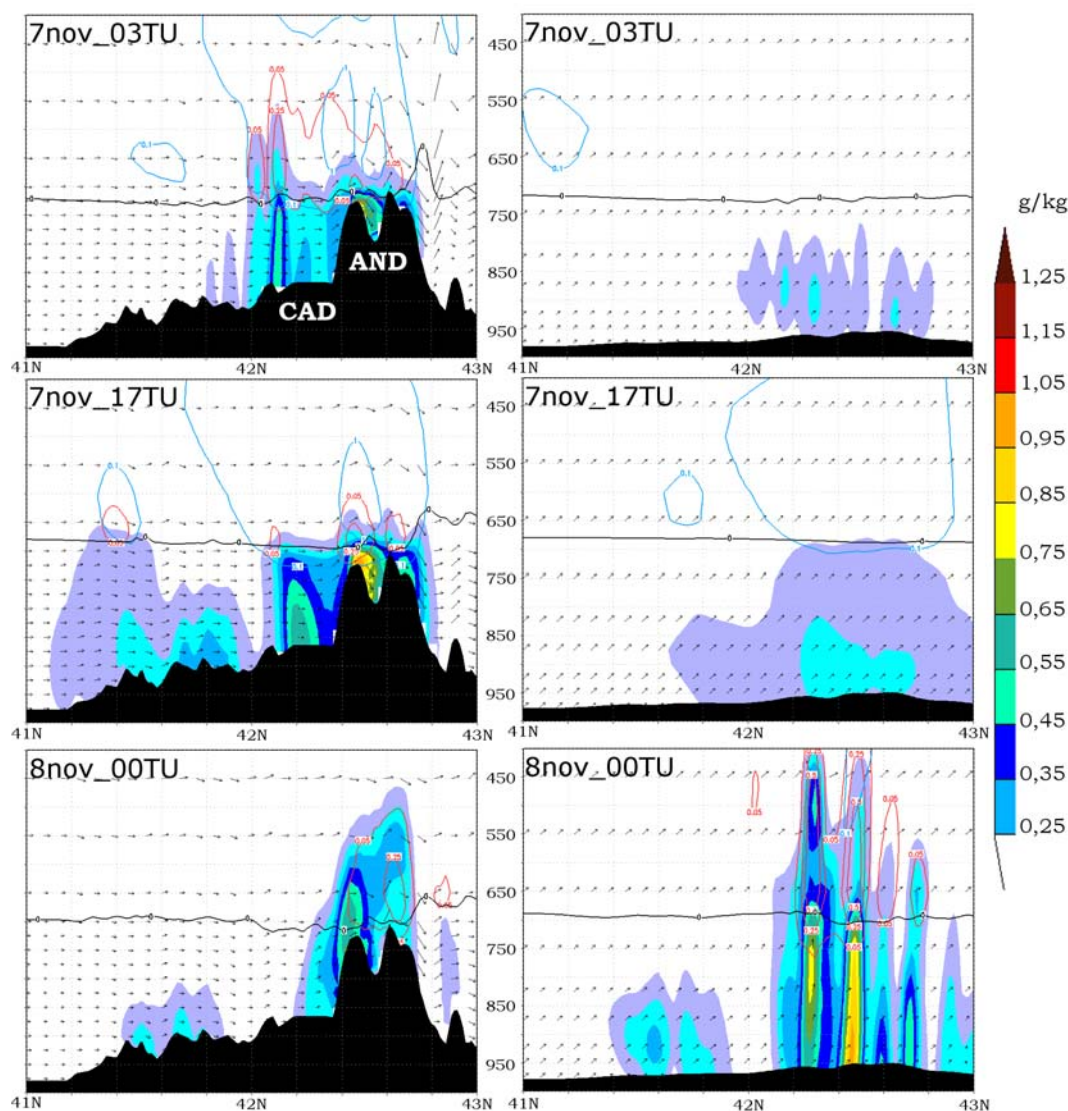


Figura 8.8: Camps microfísics obtinguts per les simulacions NOCAD (columna esquerra) i NOREL (columna dreta) sobre la regió d'Andorra (rectangle vermell i instants seleccionats a la figura 8.7). El tall vertical transversal mostra la mitjana de la proporció de mescla de diferents hidrometeors: neu ( $r_s$ ; isolínia blava: 0,1, 1 i 2,5 g/kg), calabruix ( $r_g$ ; isolínia vermella: 0,05, 0,25 i 0,5 g/kg) i aigua de pluja ( $r_r$ ; llegenda de colors: de 0,25 a 1,25 g/kg). Les fletxes indiquen la component vertical del vent transversal a la serralada. L'altitud de la isoterma de  $0^\circ\text{C}$  s'indica amb la línia negra contínua.

dran els ascensos originats per la interacció de masses d'aire diferents o els possibles forçaments dinàmics a nivells alts. Durant la segona i tercera fase, es detecta la formació de partícules de neu a nivells mitjans que afavoreixen la nuvolositat estratiforme i generen precipitació dèbil per fusió de la neu o autoconversió de les partícules nuvoloses. Coherentment i com ja s'havia vist a la secció anterior, durant la part final de l'episodi coincidint amb l'avanç del front fred sobre Andorra és quan en aquesta simulació es desenvolupen sistemes de precipitació de caràcter convectiu. Així ho mostra el perfil vertical de l'estructura microfísica a les 00 TU del dia 8 de no-



vembre (fig. 8.8 última fila), amb concentracions màximes de calabruix que assoleixen els 6 km d'altitud. Aquestes estructures són les que donen les acumulacions horàries de precipitació més elevades sobre Andorra per aquesta simulació.

## 8.4. Conclusions

En aquest capítol s'ha analitzat amb profunditat l'episodi catastròfic de precipitació intensa que va afectar Andorra entre el 6 i el 8 de novembre de 1982. L'episodi es va desenvolupar sota la influència d'una profunda depressió extratropical Atlàntica centrada davant les costes de Galícia i va generar un flux molt fort de sud-oest sobre la Península Ibèrica i especialment als Pirineus, situats al seu extrem nord-est. A la primera part de l'anàlisi, a més d'aprofundir en l'evolució del context mesoescalar i identificar els mecanismes que van afavorir la pluja intensa i ininterrompuda sobre els Pirineus, també s'ha caracteritzat el flux que va alimentar els sistemes de precipitació.

A l'episodi s'han distingit quatre fases ben diferenciades, de les quals la segona i la tercera s'han identificat com les més intenses en termes de pluja acumulada. Durant la segona fase, caracteritzada per l'arribada d'un front càlid des del nord d'Àfrica, a més del forçament orogràfic que va activar i/o reforçar les estructures frontals de precipitació al arribar als Pirineus, s'identifica una zona de convergència a l'extrem oriental de la serralada. En canvi a la tercera fase, l'ascens orogràfic va regir el desenvolupament de cel·les de precipitació durant més de 10 hores als Pirineus. La persistència d'aquesta situació es deu a la configuració sinòptica definida, en què el flux d'est generat pel potent anticicló situat al centre d'Europa frenava l'avanç del front fred associat a la depressió. Aquest bloqueig va afavorir la intensificació dels vents de sud-oest amb un màxim de 30 m/s a 1500 m, que va propiciar que el sector càlid i molt humit situat davant el front (*warm conveyor belt*, en anglès) incidís directament sobre els Pirineus. Aquest flux d'humitat que va alimentar les cel·les de precipitació ( $Q_3 > 550 \text{ kg/m}\cdot\text{s}$ ), es trobava confinat en els 2000 primers metres de l'atmosfera i durant el seu recorregut per sobre la conca Mediterrània no va modificar el contingut inicial d'humitat (7 g/kg). També durant la segona fase, associada al primer front càlid, la contribució del Mediterrani va ser limitada a causa de l'elevat contingut inicial d'humitat de les parcel·les d'aire. Aquests resultats, són coherents amb altres treballs com Duffourg i Ducrocq (2011), on es conclou que la font principal d'humitat és d'origen Atlàntic quan les condicions prèvies a l'episodi són ciclòniques. En concret per aquest episodi, la font no local tenia el seu origen en les latituds subtropicals atlàntiques accedint a la conca Mediterrània a través de l'estret de Gibraltar.

La segona part de l'anàlisi, basada en les simulacions a alta resolució amb el model WRF, ha estat determinant per concloure el paper clau del relleu, tant com a mecanisme físic desencadenant de l'ascens necessari pel desenvolupament dels sistemes de precipitació com a factor modificador dels processos microfísics involucrats en la intensificació d'aquesta. Mitjançant els experiments de sensibilitat, en què s'ha modificat el relleu s'ha pogut comprovar explícitament i quantificar l'efecte dels Pirineus com a mecanisme directe d'ascens dels fluxos d'aire incidents.

En aquest sentit, es pot afirmar que la precipitació als Pirineus orientals hagués estat de mitjana un 65 % inferior, i fins a un 80 % a la zona del Canigó. Al mateix temps, però, també s'ha identificat l'efecte de bloqueig dels relleus veïns tant del Massís Central com dels Alps sobre el flux anticiclònic de sud-est durant la primera meitat de l'episodi. Aquest bloqueig obliga al flux a circular per l'extrem sud de les serralades adquirint una component marcadament d'est que conflueix amb el flux no bloquejat provinent del nord d'Àfrica sobre l'extrem oriental dels Pirineus afavorint una zona de convergència molt acusada, on la precipitació com hem vist hi va ser més intensa (CAN). A més a més, la simulació on només s'ha eliminat la Serra del Cadí, ha permès quantificar, per aquest episodi, l'efecte d'aquesta serralada sobre la regió d'Andorra i el Pallars. De mitjana, si el Cadí no existís, la precipitació a Andorra hagués estat un 50 % més intensa que en la simulació CTRL, i un 32 % superior al sector nord-est del Pallars Sobirà.

Pel que fa als processos microfísics, la simulació CTRL ha permès ressaltar la importància d'analitzar la distribució vertical de la formació de la precipitació per tal d'identificar les causes de la seva intensificació. Els màxims de proporció de mescla de neu a altituds elevades i la formació de calabruix per sobre de la isozero ens permet afirmar que tant els ascensos generats per la serralada pirinenca a nivells baixos com mitjans intervenen en aquest reforç. Els primers, són els responsables d'afavorir la condensació i la presència d'aigua subfosa a nivells mitjans, que permet la formació de calabruix gràcies al creixement de les partícules de neu al incorporar per congelació l'aigua subfosa. Aquest procés veu incrementada la seva eficiència si l'ascens a nivells mitjans permet la formació addicional de partícules de gel i en conseqüència de neu per agregació. Per temperatures positives, la fusió i ràpida precipitació d'aquests hidrometeors a causa del seu elevat contingut aquós afavoreix una intensificació de la proporció de mescla d'aigua de pluja als cims més elevats i al mateix temps les gotetes poden créixer molt eficientment per col·lecció gràcies a l'altitud prou elevada de la isozero ( $\sim 3100$  m). Aquests resultats, obtinguts utilitzant l'esquema de microfísica de Thompson, són totalment coherents amb altres treballs realitzats a diferents regions del món quan una depressió extratropical s'aproxima a una cadena muntanyosa, com els Alps (Medina i Houze, 2003; Pujol et al., 2011), les serralades de nord-Amèrica (Medina, 2005) o els Andes (Viale et al., 2013). De fet, l'esquema conceptual mostrat a la figura 3.3 es pot considerar un bon resum dels processos microfísics identificats a la simulació del nostre episodi. A tot això, es presenta una qüestió a la qual no s'hi ha respòs directament, que és com afecta l'altitud a on es troba la isozero respecte els Pirineus en la intensificació de la precipitació i l'efecte sobre aquests processos microfísics (coalescència, agregació i congelació d'aigua subfosa). Recentment alguns treballs han iniciat a abordar aquesta qüestió des de la perspectiva de simulacions numèriques idealitzades (Zängl, 2008) i també els possibles efectes climàtics sobre el camp de precipitació que podria tenir en zones de muntanya un augment de la temperatura i en conseqüència l'altitud de la isozero. Els primers resultats del treball Minder et al. (2011) indicarien que tot i l'augment de l'altitud de la isozero la cota de neu es mantindria baixa a causa del refredament evaporatiu causat per la mateixa precipitació. Aquest efecte és clau per l'anàlisi de la tendència climàtica de la precipitació en forma de neu en zones de muntanya, ja que constitueix un motor important de l'economia d'aquestes regions

com és el cas d'Andorra.

## Conclusions

---

<b>9.1. Objectius principals . . . . .</b>	<b>181</b>
<b>9.2. Objectius específics . . . . .</b>	<b>182</b>
<b>9.3. Línies de treball futur . . . . .</b>	<b>186</b>

---

La zona nord-occidental de la Mediterrània és afectada per episodis de precipitació intensa, principalment a la tardor, amb acumulacions diàries que poden excedir fàcilment els 100 mm. Aquests màxims es situen al llarg del litoral a prop dels primers relleus exposats als fluxos humits. En particular, aquesta tesi centra la seva zona d'estudi als Pirineus orientals i Andorra. La motivació principal ha estat aprofundir en les característiques d'aquests tipus d'episodis a partir dels objectius detallats al capítol introductori. Els tres objectius principals han estat l'eix central al voltant del qual s'ha desenvolupat el treball d'investigació d'aquesta tesi. A més de les conclusions presentades per cada capítol, a continuació es presenta una recopilació global de les conclusions associades a cadascun dels objectius plantejats.

### 9.1. Objectius principals

1. Inicialment al segon capítol s'ha dut a terme la **revisió de l'estat de l'art dels treballs relacionats amb episodis de precipitació intensa a la zona nord-occidental del Mediterrani i en concret als Pirineus**. En aquest sentit, a diferència del sud-est de França i les zones del litoral espanyol, s'ha detectat una mancança important de treballs que aprofundeixin en l'anàlisi mesoescalar dels episodis pirinencs. Pel cas d'Andorra aquests treballs es pot dir que són inexistents, i només es detalla alguna referència on s'aborda aquesta problemàtica des d'una perspectiva sinòptica ja sigui a partir de classificacions de tipus de circulació o bé l'anàlisi sinòptic d'algun cas d'estudi. A continuació, al capítol 3, s'ha descrit el **marc teòric i els factors fonamentals que regeixen la precipitació en zones de muntanya**, es tracta del comportament dinàmic dels fluxos d'aire quan troben una serralada i la microfísica dels núvols. Per altra banda aquests dos

factors es veuen condicionats segons quina sigui la naturalesa termodinàmica del flux. Les simulacions numèriques idealitzades mostren que l'evolució dels sistemes de precipitació i els possibles paràmetres proposats per a definir els règims de comportament varien segons si el flux és estable o condicionalment inestable.

2. **La metodologia** proposada pretén resoldre les mancances detectades en la revisió bibliogràfica prèvia i potenciar l'anàlisi dels mecanismes i processos claus identificats en els estudis realitzats en altres zones d'orografia complexa. D'aquesta manera enlloc d'abordar l'anàlisi des d'una perspectiva climatològica com la majoria d'estudis fets en aquesta regió s'ha prioritzat l'escala local per millorar la representació de la interacció dels fluxos amb la complexa orografia a partir de simulacions numèriques d'alta resolució. Els models meteorològics seleccionats han estat el WRF i el MESO-NH.
3. Per dur a terme l'**anàlisi mesoescalar dels casos d'estudi** a més dels diagnòstics clàssics i els paràmetres adimensionals descrits en els estudis numèrics idealitzats, també s'ha caracteritzat el flux que alimenta els sistemes de precipitació tant pel seu contingut d'humitat com les propietats físiques. Complementàriament, s'ha utilitzat l'eina de trajectòries lagrangianes implementada en el model MESO-NH. Aquesta anàlisi ha permès establir relacions entre les condicions mesoescalars i les característiques dels sistemes de precipitació als Pirineus. Part dels resultats assolits en aquest treball s'exposen a Trapero et al. (2013a,b, 2012, 2014).

## 9.2. Objectius específics

A continuació, a partir dels resultats de l'anàlisi dels nou casos d'estudi es resumeixen i comenten de forma conjunta cadascun dels objectius específics proposats.

- (a) **Avaluar la capacitat dels models numèrics mesoescalars a l'hora de reproduir els sistemes de precipitació als Pirineus orientals.**

Les simulacions realitzades al capítol 5 mostren que tot i que el model mesoescalar treballant amb una resolució horitzontal inferior a 10 km és capaç d'identificar els trets principals de les estructures de precipitació (estacionarietat del límit frontal o detecció dels vessants més exposats als fluxos humits a partir d l'índex OMF), és necessari un pas de malla més petit i un domini més extens sobre els Pirineus per poder reproduir uns fluxos i sistemes més realistes. En aquest sentit, i tenint en compte les limitacions dels recursos computacionals disponibles, per a les simulacions següents s'ha modificat l'extensió del domini incloent tota la serralada pirinenca i s'ha augmentat la resolució horitzontal a 2,5-2 km. Un altre factor considerat ha estat la important sensibilitat que presenta el camp de precipitació respecte l'esquema microfísic utilitzat. Pel model WRF es va realitzar una validació preliminar per escollir la parametrització que presentava els millors resultats (Thompson et al., 2008) i pel MESO-NH l'esquema seleccionat és el que s'utilitza en les modelitzacions operatives del model AROME a Météo-France. S'ha pogut comprovar que els errors en el camp de

precipitació no només poden provenir de deficiències en la resolució del model o l'esquema microfísic, sinó que l'anàlisi dels episodis EOP del programa HyMeX (cap. 7) ha mostrat la marcada sensibilitat que presenten les simulacions a variacions de les condicions inicials i de contorn (AROME-WMED, IFS). A més a més, pel cas concret en què la precipitació orogràfica era més convectiva, el fet d'utilitzar un segon domini niat amb una resolució de 500 m no ha mostrat un impacte notable i només millora lleugerament el camp de precipitació simulat.

- (b) **Revisar críticament la teoria de les simulacions numèriques idealitzades tant en condicions estables com condicionalment inestables pels casos d'estudi seleccionats.**

S'ha revisat el comportament dels paràmetres adimensionals proposats en diferents treballs (sec. 3.3) per tal de resumir la relació entre els règims de precipitació respecte els relleus afectats i les característiques dels fluxos. En el capítol 5 s'ha aplicat la teoria dels fluxos condicionalment inestables a dos episodis de ciclogènesis mediterrànies amb vents de component sud sobre Catalunya. Els resultats mostren les limitacions existents al calcular aquests paràmetres, ja que la dependència detectada entre els valors obtinguts i la selecció de l'àrea representativa del flux incident és determinant. L'evolució de les condicions atmosfèriques dificulta la caracterització dels sistemes convectius segons un dels règims teòrics. Tot i això per Andorra, s'ha detectat que el paràmetre  $F_w$  apunta com un bon indicador de la possible formació de nous sistemes convectius a sotavent de la serralada del Cadí. En canvi, pel cas dels fluxos de nord sota condicions estables, s'ha pogut agrupar els episodis segons el nombre de Froude humit representatiu del flux incident i resumir el seu comportament en forma de model conceptual. En conjunt, l'estabilitat més (menys) marcada i el vent més (menys) dèbil a nivells mitjos afavoreixen un major (menor) bloqueig dels sistemes de precipitació al vessant nord. S'ha vist però que existeixen altres factors tant dinàmics com microfísics que també contribueixen a la intensificació de la precipitació.

- (c) **Identificar els mecanismes d'ascens i els processos microfísics que intervenen en episodis de precipitació intensa, tant durant l'estació càlida com l'hivernal, que han afectat els Pirineus orientals.**

D'acord amb l'anàlisi de les retrotrajectòries lagrangianes i els experiments de sensibilitat modificant el relleu, es pot afirmar que el rol principal dels Pirineus és forçar l'ascens orogràfic directe dels fluxos incidents fet que permet el desenvolupament dels sistemes de precipitació. Durant certes configuracions sinòptiques, l'extrem oriental dels Pirineus actua canalitzant i acumulant l'aire fred associat a l'avanç d'un límit frontal com també bloquejant i acumulant l'aire fred generat pels propis sistemes de precipitació desenvolupats inicialment per ascens orogràfic en aquesta mateixa regió. Aquesta acumulació d'aire fred va omplint les valls fluvials i forma un corrent de densitat que evoluciona propagant-se en direcció est, com si fos una extensió del relleu, obligant al flux incident a ascendir de manera que es desencadenen noves cel·les convectives al seu flanc davanter.

Pels casos estables en canvi, l'efecte és el contrari, potencia el bloqueig del flux a nivells baixos afavorint la formació d'un màxim de vent paral·lel a la serralada (*along barrier jet* > 14 m/s) i en alguns casos la presència d'ones de muntanya a sotavent. En aquests episodis el reforç de la precipitació implica processos tant a la baixa troposfera com a nivells mitjans; entre ells - a més de l'ascens orogràfic i la divergència en alçada - destaca la marcada confluència detectada al límit davant del corrent atmosfèric amb un transport d'humitat molt elevat (*atmospheric river*, en anglès) que actua com un límit frontal.

Pel que fa a l'anàlisi dels processos microfísics s'ha examinat l'estructura vertical dels hidrometeors obtinguda a partir de les simulacions. Els resultats obtinguts pels casos hivernals estables reproduïx uns sistemes estratiformes on la neu és l'hidrometeor dominant. Els màxims locals identificats a l'episodi E2, caracteritzat per una cisalla notable del vent a nivells baixos, es sospita que podrien ser causats pel procés proposat a Houze i Medina (2005) on es descriu que els processos d'agregació i acreció es veuen reforçats per la turbulència present a la capa límit planetària. Aquesta hipòtesi però no l'hem pogut contrastar a causa de les limitacions de la pròpia simulació. Durant l'episodi E4, tant la intensificació a la zona de confluència com als Pirineus sembla estar afavorida per un procés de *seeder-feeder*: la divergència en alçada propicia la formació de nuclis de gel que per autoconversió formen la neu; aquest hidrometeor veu afavorit el seu creixement gràcies a l'acreció del contingut d'aigua provinent dels ascensos en els nivells inferiors i en conseqüència es reforça localment la precipitació.

Per altra banda, a l'analitzar la distribució vertical dels sistemes de precipitació generats durant l'episodi del 1982 es recupera el model conceptual proposat per Medina i Houze (2003): els ascensos orogràfics accentuen els processos de formació de calabruix, que a causa del seu elevat contingut aquós precipita ràpidament i al mateix temps que es fon afavoreix la coalescència de les partícules líquides. A través d'aquest procés la precipitació es veu reforçada localment als cims. Per aquest episodi la isozero es localitzava a uns 3100 m just per sobre la línia de crestes.

- (d) **Discriminar els factors claus que fan que un episodi, a diferència dels més freqüents, esdevingui més intens.**

A partir de l'anàlisi dels diferents casos d'estudi condicionalment inestables (capítols 5, 7, 8) s'ha detectat dos elements claus en la seva intensificació. Es tracta de les característiques del flux a nivells baixos i mitjans a més de l'advecció d'humitat ( $Q_3$ ) vers els Pirineus. Aquest darrer es presenta com un dels ingredients principals en aquest tipus d'episodis ja que garanteixen l'alimentació de vapor d'aigua fonamental perquè els sistemes puguin acumular grans quantitats de precipitació. Si a més la component del vent transversal a la serralada es reforça s'afavoreix que l'ascens orogràfic als Pirineus sigui més efectiu. L'anàlisi d'aquests casos ens ha permès quantificar el rang de valors per cadascun d'ells segons la seva intensitat. Pel cas de precipitació orogràfica dèbil (20 mm en 24 h) el flux d'humitat és de només 175 kg/m·s i el vent inferior a 15 m/s. Pels episodis moderats (60-70 mm en 24

h), el flux d'humitat assoleix valors al voltant de 300 kg/m·s i una intensitat del vent entre 12-20 m/s. Finalment, per l'episodi del 1982 representatiu d'un cas extrem (>100 mm en 24 h), el flux d'humitat que va alimentar les cel·les de precipitació mostrava valors superiors als 550 kg/m·s i un màxim de vent a 1500 m de 30 m/s. Complementàriament, mitjançant l'anàlisi lagrangiana dels diferents sistemes de precipitació reproduïts als Pirineus s'ha detectat que el flux d'alimentació es troba confinat entre els 500 i 3000 m, majoritàriament al límit superior de la capa límit condicionalment inestable (>1000 m). En canvi el flux que alimenta els sistemes convectius desenvolupats als relleus litorals té origen als primers 1000 m dins aquesta capa. Pels casos hivernals estables, el bloqueig que pateix el flux a nivells baixos propicia que sigui la intensitat del vent transversal a la serralada a nivells mitjans i alts (> 750 hPa) el que determini si els sistemes de precipitació generats per ascens orogràfic afavoreixin en major o menor extensió l'advecció de la nevada al vessant sud dels Pirineus. A més a més, per l'episodi E4 s'ha identificat la presència d'un corrent atmosfèric a escala sinòptica amb un elevat transport d'humitat (*atmospheric river*, en anglès) incidint perpendicular als Pirineus. Es distingeix clarament que la precipitació més intensa es localitza on el flux d'humitat és màxim (> 350 kg/m·s).

(e) **Reproduir i analitzar l'episodi catastròfic del 7 de novembre de 1982 a Andorra i als Pirineus en general.**

L'anàlisi mesoescalar d'aquest cas d'estudi ha permès reproduir l'episodi històric més important d'ençà que es tenen registres meteorològics a Andorra, fet que evidencia la capacitat dels models numèrics actuals a l'hora de simular aquest cas d'estudi. El camp de precipitació obtingut està en concordança amb les intensitats estimades a partir dels danys identificats en el terreny. Aquests situaven els màxims d'intensitat a una zona on no es disposava d'observacions.

Si bé en els punts anteriors ja s'han descrit alguns dels resultats obtinguts per aquest episodi, a continuació es vol destacar dos aspectes concrets. El primer és l'efecte de bloqueig exercit pel Massís Central i els Alps sobre el flux anticiclònic de sud-est durant la primera meitat de l'episodi i que va contribuir a intensificar la precipitació. Aquest bloqueig obliga al flux a circular per l'extrem sud de les serralades adquirint un component marcadament de l'est que conflueix amb el flux no bloquejat provinent del nord d'Àfrica sobre l'extrem oriental dels Pirineus. El segon es tracta de la caracterització del flux que va alimentar els sistemes de precipitació. Mitjançant l'anàlisi lagrangiana s'ha conclòs que la font principal d'humitat durant l'episodi era d'origen subtropical Atlàntic. Aquest flux va accedir a la conca Mediterrània a través de l'estret de Gibraltar seguint el litoral espanyol i sense modificar el seu contingut inicial d'humitat durant el seu recorregut per sobre la conca (7 g/kg). El flux es trobava confinat en els primers 2000 m de l'atmosfera. Finalment, destacar que per aquest cas les condicions favorables per a la formació dels sistemes de precipitació van persistir durant més de 10 hores sobre els Pirineus a diferència dels altres episodis analitzats que van ser més breus.



- (f) **Contribuir al coneixement de la meteorologia de muntanya a la zona dels Pirineus, aportant als predictors i altres professionals d'aquest àmbit, informació que els permeti conèixer millor els punts febles i potencials dels models meteorològics a la nostra regió.**

L'estructura seguida en el treball de tesi, s'ha definit pensant en aquest darrer objectiu. S'ha procurat que la revisió bibliogràfica presentada en els dos primers capítols, tant dels treballs de precipitació intensa a la regió nord-occidental del Mediterrani com del marc teòric relacionat amb la precipitació orogràfica, fos el més específica i concisa possible. D'aquesta manera es vol facilitar la cerca d'informació si el lector vol aprofundir en algun punt. En aquest sentit, s'ha cregut oportú organitzar les conclusions a partir d'objectius específics que intenten respondre a aspectes molt concrets que fins ara no s'havien abordat en l'àmbit pirinenc.

### 9.3. Línies de treball futur

A partir dels resultats anteriors han sorgit diferents aspectes on es creu que es podria aprofundir el coneixement assolit en el present treball.

1. Ampliar l'anàlisi dels casos d'estudi per tal de complementar i/o confirmar els resultats presentats en aquesta tesi. Això ens permetria avaluar els rangs de valors proposats per discriminar els episodis de precipitació segons la seva intensitat.
2. Quantificar la incertesa en l'estimació del flux de vapor d'aigua reproduït pel model. Malauradament la tardor del 2012, durant la campanya de mesura del programa HyMeX, als Pirineus orientals no va ocórrer cap episodi de precipitació intensa destacable. Això hagués permès disposar d'un gran nombre d'observacions, com per exemple les mesures preses amb el lidar de vapor d'aigua (LEANDRE) dins el flux d'alimentació dels sistemes de precipitació i així comparar-la amb la posterior modelització. Aquest càlcul es podria fer a partir del radiosondatge, però sovint el camp d'humitat presenta gradients molt marcats que comprometen la seva representativitat.
3. Pel que fa a la microfísica, vist el seu important paper en la intensificació de la precipitació seria d'alt interès poder ampliar-ne el seu anàlisi per comprendre millor quins són els processos microfísics que entren en joc. Aquest punt requeriria una comparació de l'estructura vertical dels sistemes de precipitació pirinencs amb dades observacionals com les obtingudes a partir de les mesures de radars polarimètrics.
4. Estudi de sensibilitat de l'altitud de la isozero respecte els Pirineus i la seva relació amb la intensitat de la precipitació. En aquest sentit seria interessant analitzar alguns episodis hivernals que es tingués constància de precipitació en forma de calabruix. Aquest hidrometeor, en zones de muntanya, a més de contribuir en el reforç de la precipitació, un cop precipita podria afectar l'estabilitat del mantell nival ja que es tracta d'un hidrometeor poc cohesiu.

### 9.3. Línies de treball futur

---

5. Aprofundir en l'estudi de la interacció dels AR amb els Pirineus (freqüència, intensitat i precipitació). Inicialment es podria abordar aquest anàlisi des d'un punt de vista sinòptic a partir dels mètodes de classificació de tipus de circulació.



## Conclusions and future work

---

<b>10.1. General objectives . . . . .</b>	<b>189</b>
<b>10.2. Specific objectives . . . . .</b>	<b>190</b>
<b>10.3. Future work . . . . .</b>	<b>194</b>

---

The coastal areas in the NW Mediterranean region are frequently affected by heavy precipitation events (HPE), easily exceeding 100 mm in 24 h especially during late summer and autumn. Depending on the main synoptic features these heavy rainfall events may present a maximum located over the Pyrenees, showing the imprints of the local orography in the spatial distribution of the precipitation. The present study benefits from high-resolution numerical model simulations to analyse different HPE over the Eastern Pyrenees and particularly Andorra. The primary goal is to identify and better understand which features and processes (physical, dynamical or microphysical) play a major role in these episodes. The objectives are synthesized in three main general points defined in the first part of this manuscript and complementary global compilation of the key results has been done in the form of answers to specific questions.

### 10.1. General objectives

1. The first part of the work focus on an exhaustive and concise revision of the **state-of-the-art** related to HPE studies in the NW Mediterranean. Contrary to the south-eastern France and Spanish coastal regions, there is an important lack of mesoscale analysis case-studies in the Eastern Pyrenees. Over Andorra, these studies are non-existent and only limited work dealing with the analysis from a synoptic perspective has been published so far. Moreover, a summary of the theoretical understanding on orographic precipitation based on idealized simulations as well as the description of the fundamental factors governing precipitation over mountains (dynamics, microphysics and thermodynamics) is presented.

2. **The methodology** proposed for this work tries to overcome the limitations detected in the previous studies. In this sense, the priority is to better describe the interaction between the flow and the complex orography by means of high-resolution numerical simulations. This study benefits from the use of two mesoscale meteorological models: WRF and MESO-NH.
3. **The mesoscale analysis** of the nine case studies has been performed using the classical meteorological diagnostics, the calculation of the adimensional parameters described in the idealized simulations depending on the stability of the low-level flow. A special attention has been paid in the characterization of the inflow feeding the precipitation systems. Finally, the analysis performed with the MESO-NH model also benefits from the Lagrangian analysis tool to compute backward trajectories. This analysis has allowed us to establish a link between the mesoscale environment and the intensity of the orographic precipitation systems over the Pyrenees. Results achieved in the analysis have been published in Trapero et al. (2013a,b, 2012, 2014).

## 10.2. Specific objectives

The specific conclusions arising from the analysis of the nine case studies are the next step towards closing the gap detected in the literature for the Eastern Pyrenees and Andorra.

### 1. Assess the mesoscale numerical model capabilities over the Eastern Pyrenees

The former simulations with horizontal grid spacing less than 10 km (9 and 3 km; chapter 5) reproduce properly precipitation structures and identify the stationarity of the frontal boundary or the most exposed sides to the moist impinging flows (OMF index). Despite this fact, it is detected that smaller grid spacing and an extended domain over the Pyrenees are required to accurately simulate realistic terrain-forced circulations and precipitating systems. The next high resolution simulations have been configured considering both factors as well as the available computational resources: the inner domain covers the entire Pyrenees massif at 2.5-2 km resolution. Fuzzy verification techniques of the precipitation forecasts show that at high spatial resolution, the forecast predicted rain rates of similar magnitude as that of the observations. Another important aspect is the quite strong dependency that shows the simulated precipitation on the microphysics scheme. To guarantee that the WRF simulations are quantitatively robust in terms of precipitation the choice of this parametrization has been based on a preliminary validation of all available schemes. Thompson scheme (Thompson et al., 2008) yielded the best results (chapter 6). The MESO-NH simulations use the same microphysical scheme as the operational version of the AROME model run in Météo-France which provides the daily meteorological forecasts over Andorra. It has been shown that QPF errors not only could be related to deficiencies in the model resolution or microphysics, but also model simulations are very sensitive to initial and boundary conditions. Different analysis have

been tested to simulate two EOP events in the context of the HyMeX program (chapter 7). Despite the AROME-WMED analysis has a higher resolution and assimilates additional radar and surface data compared to the IFS analysis, it does not show a systematical better performance over the NE of the Iberian Peninsula. A supplementary simulation at 500 m using a 3D turbulence scheme has been done for the second EOP event where a more convective orographic precipitation structure is present. The results do not show a notable impact in the predictability of the precipitation structures and their magnitude.

### **2. Critical revision of the idealized numerical simulations theory: conditionally unstable and stable flows**

The analysis done in chapter 5 assess the non-dimensional parameters tested in several idealized studies of conditionally unstable flows (sec. 3.3) as control numbers of some aspects of the modelled rainfall (triggering, intensity and distribution). Due to the real nature of our simulations a simple episode varies its regime according to the evolving atmospheric conditions which makes the characterization of the convective systems and the selection of representative area of upstream conditions quite difficult. Nevertheless, the moist Froude number ( $F_w$ ) can be used as a reference over Andorra in order to detect the probability of the southerly moist low-level flow to cross over the Cadi range and the potential downstream generation of new convective cells.

For winter northerly flows under stable atmospheric conditions, the episodes can have been grouped depending on the moist Froude number upstream of the Pyrenees. The key features and processes identified have been illustrated as a conceptual model. As a whole, high (low) stability and weak (moderate) mid level wind favours a flow-around (flow-over) flux and weak (moderate) orographic precipitation blocked in (crossing over) the north slope. It has been also shown that there are some other factors (dynamical and microphysical) which also contribute to enhance the orographic precipitation under stable conditions.

### **3. Identify the dynamical and microphysical processes responsible for the different precipitation systems over the Eastern Pyrenees**

According to the backward trajectories from the lagrangian analysis and the sensitivity experiment NOREL, where the Pyrenees massif has been removed, it can be stated that the main role of the Pyrenees is to trigger the direct orographic lifting of the impinging flow and the generation of precipitating systems over the area. The easternmost part of the Pyrenees, under specific mesoscale configurations, also acts deflecting the southerly flow around this extreme and inducing a low-level convergence. Moreover, this area is prone to dam up cold air in the small west-east oriented valleys which in turn generates a well developed density current which evolves eastward to the sea acting as an extension of the relief which forces the low-level flow up at its leading edge. This cold air is due to the channelling of a cold frontal system or the cooling beneath the precipitating systems triggered by direct orographic lift previously in this region.

Under stably stratified conditions, the role of the Pyrenees is the opposite. The model simulation at 2 km has captured the generation of an along barrier jet ( $> 14$  m/s) when the northerly flow impinges on the Pyrenees massif and is blocked by it. During the winter case studies it has been identified that the precipitation enhancement involves processes both in the lower troposphere and mid levels. Additionally to the orographic ascent and the upper level divergence, it has to be highlighted the distinct confluence identified at the edge of the atmospheric river (AR), which acts as a stationary frontal zone.

In order to better understand the microphysical processes involved in the precipitating systems it has been examined the simulated vertical distribution of the hydrometeors for different episodes. The results from the winter stable episodes reproduced stratiform systems where the snow was the dominant particle. Due to limitations in the simulation and observational data, some questions still remains open as the origin of the local maxima identified in E2. The strong wind shear that characterized this event suggests that this maxima can be due to process proposed by Houze i Medina (2005), where the aggregational and accretional growth of the particles could be enhanced by the turbulence present within the planetary boundary layer. During event E4, the enhanced precipitation both in the AR confluence zone and the Pyrenees seems to be partly related to the seeder-feeder mechanism due to the simultaneous presence of large-scale (upper-level divergence) and orographic upward motion. On the other hand, the vertical structure of the precipitating systems generated over the Pyrenees during the 1982 HPE presents a hydrometeor distribution according to the conceptual model proposed in Medina i Houze (2003). The presence of a LLJ favours the distinct orographic ascent which produces high liquid water content over the windward slopes. This high liquid water content supports the growth of the pre-existing particles by riming above the freezing level and by coalescence below. The rapidly fallout and melting of the graupel is the main mechanism that generates rain. At the same time, the rain can grow by coalescence collecting cloud water droplets. The simulation shows that the precipitation enhancement not only occurs in the first peaks but also in the second ridges. For this episode the freezing level was situated at a height of 3100 m, close to the peak.

#### 4. Identify key factors which distinguish precipitation events from the most intense

From the analysis of the different conditionally unstable episodes (chapters 5, 7, 8), the simulations indicate a marked dependence of the precipitation intensity over the Pyrenees on two factors: the intensity of the wind at low and mid levels and the moisture advection towards the Pyrenees in the lower 3 km of the atmosphere ( $Q_3$ ). This last factor appears as one of the main ingredients for HPE, as it feeds the large amounts of water vapour required to accumulate heavy precipitation. Moreover, according to idealized simulations, a rapid and perpendicular flow impinging the mountains ensures the precipitating systems to be anchored over the Pyrenees. According to the simulations, it has been detected three different intensity regimes. For a low troposphere water flux not higher than 175 kg/m·s

and a cross-barrier wind lower than 15 m/s, orographic precipitation is weak (20 mm 24 h). For moderate episodes (40-70 mm 24 h), the flux integrated between the surface and 3 km of altitude achieved values around 300 kg/m·s and wind intensities within 12-20 m/s. During the 1982 HPE, where 24-h rainfall accumulations exceeded 100 mm, the strong winds at low-levels present in the form of a low-level jet (LLJ) of 30 m/s at 1500 m and the moist feeding flow showed a maximum of 550 kg/m·s. From the backward trajectories based on eulerian on-line passive tracers, it has been detected that the feeding flow is confined between 0.5 and 3 km of altitude, mainly in the top edge of the conditionally unstable boundary layer ( $> 1000$  m), whereas for the precipitating systems close to the coast the flow is confined in the first 1000 m within the boundary layer.

For the winter stable episodes (chapter 6), due to the blocking detected at low levels the orographic ascent and the snowfall advection towards the downward slope is determined by the cross-barrier wind present at mid and upper levels ( $> 750$  hPa). Furthermore, in the E4 event where the presence of an AR impinging almost perpendicular to the Pyrenees has been detected, it can be easily noted that the precipitation is more intense over the areas where the moisture flow is highest ( $> 350$  kg/m·s). These values are very relevant taking into account the cold nature of the air mass.

### **5. Analysis of the historical November 1982 HPE over Andorra (Eastern Pyrenees)**

The historical HPE recorded in Andorra has been analysed in detail and, for the first time, using mesoscale simulations at 2.5 km showing the model capability in reproducing this extreme event. Additionally to the results that have been reported in the previous conclusions there are also two other aspects that are particularly relevant for this event. Firstly, the sensitivity experiment NOREL points out the role of the neighbouring highest mountain ranges (Alps and Central Massif). The blocking of the flow by the Alps, deflects the south-easterly anticyclonic low-level flow during the first part of the episode and acquires a distinct easterly component. This blocked flow converges with the African southerly flow over the easternmost extreme of the Pyrenees favouring the precipitating systems over this area.

For this episode it has been characterized the moist flow which feed the precipitating systems over the Pyrenees. This flow was found to be confined within the lowest 2000 m of the atmosphere and its origin mainly within the warm and moist conveyor belt ahead of the cold front. The moisture of the feeding flow mainly came from the subtropical Atlantic latitudes (7-9 g/kg) and the role of the Mediterranean as local moisture source was very limited (2-3 g/kg) due to the high initial water vapour content of the parcels and its rapid passage over the basin along the Spanish Mediterranean coast (less than 12 h). Unlike the other case studies, during this episode the favourable ingredients for heavy precipitation persisted more than 10 h over the Pyrenees.

### **6. Improve the understanding of mountain weather over the Eastern Pyrenees**



The present work was been structured taking into consideration this later specific objective. An exhaustive and concise state-of-the-art has been summarized in the first two chapters, including both case studies and mesoscale analysis over the north-western Mediterranean and the theoretical background of the processes involved in orographic precipitation. This later point also focus on the fact that the detailed analysis of the nine case studies as well as the results and conclusions summarized in the previous points, would likely provide to forecasters or other related-professionals a valuable information and guidance when faced with possible heavy precipitation high-impact events related to intense rainfall, snowfall and floods.

### 10.3. Future work

From the previous results a number of open questions have been identified, which should be addressed to complement the present work.

1. Extend the analysis to other case studies. The results stem from nine cases, it will be interesting to investigate how applicable they may be to other orographic precipitation related events in the Eastern Pyrenees. It will also allow to assess the ranges suggested for the control variables in order to improve the predictability of the episode intensity.
2. Quantify the uncertainty of the water vapour flux model estimation. Unfortunately, in autumn 2012, during the SOP HyMeX campaign dedicated to intense observation and characterization of HPEs over the NW Mediterranean, the Eastern Pyrenees were not affected by any remarkable HPE. Among other observations, the water vapour lidar LEANDRE was used in order to measure the properties of precipitation systems feeding flow. These data would have been very useful to compare with the model estimation. Alternatively, it can be considered comparison with radiosoundings, but their fix location and the distinct moist gradients present in the atmosphere could make it not fully representative of the inflow flux.
3. In relation to the important role played by the microphysical processes it would be very interesting to extend its analysis. The first aspect which has to be addressed is to assess the vertical structure of the hydrometeors for the precipitating systems developed over the Pyrenees. The modelled vertical structures should be compared with microphysical retrievals deduced from polarimetric radar observations in case studies with these data available.
4. Sensitivity analysis varying the position of the freezing level with respect to the mountain height peak. As in other mountainous regions, it has been observed that this relationship can affect the dominant microphysical processes active in the precipitating systems and in consequence the precipitation enhancement. It would be also interesting to reproduce winter episodes with graupel precipitation. This hydrometeor not only may contribute to

### 10.3. Future work

---

intensify precipitation rates at ground level, but also when it falls out without melting and is incorporated to the ground snow layer can affect its stability increasing snow avalanche risk.

5. In regard to the AR, it would be interesting in future studies to examine in detail some climatological aspects over the Pyrenees, as their frequency, its intensity or the production of heavy precipitation.



# Bibliografia

- Amengual, A., R. Romero, M. Gómez, A. Martín, i S. Alonso, 2007: A hydrometeorological modeling study of a flash-flood event over catalonia, spain. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 282–303.
- Anquetin, S., E. Yates, V. Ducrocq, S. Samouillan, K. Chancibault, S. Davolio, C. Accadia, M. Casaioli, S. Mariani, G. Ficca, et al., 2005: The 8 and 9 september 2002 flash flood event in france: a model intercomparison. *Natural Hazards and Earth System Science*, **5**, 741–754.
- Argandoña, J. D., A. Ezcurra, i B. Bénech, 2003: Surface pressure disturbance in the ebro valley (spain) produced by the pyrenees mountains during pyrex. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129**, 1457–1468.
- Argemí, O., J. Bech, N. Pineda, i T. Rigo, 2009: Remote sensing observing systems of the meteorological service of catalonia (smc): application to thunderstorm surveillance. *11th Plinius Conference on Mediterranean Storms, held September 7-10, 2009 in Barcelona, Spain*. <http://meetings.copernicus.org/plinius11>, id. *Plinius11-97*, volume 1, 97.
- Arnold, D., D. Morton, I. Schicker, P. Seibert, M. Rotach, K. Horvath, J. Dudhia, T. Satomura, M. Müller, G. Zängl, et al., 2012: *High resolution modelling in complex terrain: report on the HiR-CoT 2012 Workshop, Vienna, 21-23 February 2012*. Institut für Meteorologie, Department Wasser-Atmosphäre-Umwelt, Univ. f. Bodenkultur.
- Atger, F., 2001: Verification of intense precipitation forecasts from single models and ensemble prediction systems. *Nonlinear processes in Geophysics*, **8**, 401–417.
- Baines, P., 1996: Topographic effects in stratified flows. *International Journal of Multiphase Flow*, **22**, 482.
- Barredo, J. I., 2007: Major flood disasters in europe: 1950–2005. *Natural Hazards*, **42**, 125–148.
- Bech, J., U. Gjertsen, i G. Haase, 2007: Modelling weather radar beam propagation and topographical blockage at northern high latitudes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 1191–1204.
- Bech, J., T. Rigo, N. Pineda, S. Segalà, E. Vilaclara, R. Sánchez-Diezma, D. Sempere, i E. Velasco, 2005: Implementation of the ehimi software package in the weather radar operational chain of the catalan meteorological service. *Proceedings 32 nd International Conference on Radar Meteorology, Alburquerque, NM, USA*.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, i E. Richard, 2001: A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 869–886.
- Bonnifait, L., G. Delrieu, M. L. Lay, B. Boudevillain, A. Masson, P. Belleudy, E. Gaume, i G.-M. Saulnier, 2009: Distributed hydrologic and hydraulic modelling with radar rainfall input: Reconstruction of the 8–9 september 2002 catastrophic flood event in the gard region, france. *Advances in water resources*, **32**, 1077–1089.
- Bougeault, P., P. Binder, A. Buzzi, R. Dirks, J. Kuettner, R. Houze, R. Smith, R. Steinacker, i H. Volkert, 2001: The map special observing period. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **82**, 433–462.

- Bougeault, P., A. Jansa, J. Attié, I. Beau, B. Benech, R. Benoit, P. Bessemoulin, J. Caccia, J. Campins, B. Carissimo, et al., 1993: The atmospheric momentum budget over a major mountain range: First results of the pyrex field program. *Annales geophysicae*, **11**, 395–418.
- Bresson, E., V. Ducrocq, O. Nuissier, D. Ricard, i C. de Saint-Aubin, 2012: Idealized numerical simulations of quasi-stationary convective systems over the northwestern mediterranean complex terrain. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **138**, 1751–1763.
- Buzzi, A., S. Davolio, P. Malguzzi, O. Drofa, i D. Mastrangelo, 2014: Heavy rainfall episodes over liguria in autumn 2011: numerical forecasting experiments. *Natural Hazards and Earth System Science*, **14**, 1325–1340.
- Buzzi, A., N. Tartaglione, i P. Malguzzi, 1998: Numerical simulations of the 1994 piedmont flood: Role of orography and moist processes. *Monthly Weather Review*, **126**, 2369–2383.
- Buzzi, A. i S. Tibaldi, 1978: Cyclogenesis in the lee of the alps: A case study. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104**, 271–287.
- Callado, A. i R. Pascual, 2005: Diagnosis and modelling of a summer convective storm over mediterranean pyrenees. *Advances in Geosciences*, **2**, 273–277.
- Caniaux, G., J. Redelsperger, i J. Lafore, 1994: A numerical study of the stratiform region of a fast-moving squall line. part i: General description and water and heat budgets. *Journal of the atmospheric sciences*, **51**, 2046–2074.
- CENMA, 2014: Climograma d'andorra la vella basat en les dades de l'atles climàtic i digital d'andorra. URL <http://www.acda.ad>
- Chen, S.-H. i Y.-L. Lin, 2005: Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mesoscale mountain. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **88**, 1–21.
- Chen, S.-H. i W.-Y. Sun, 2002: A one-dimensional time dependent cloud model. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **80**, 99–118.
- Chu, C.-M. i Y.-L. Lin, 2000: Effects of orography on the generation and propagation of mesoscale convective systems in a two-dimensional conditionally unstable flow. *Journal of the atmospheric sciences*, **57**, 3817–3837.
- Colle, B. A., 2004: Sensitivity of orographic precipitation to changing ambient conditions and terrain geometries: An idealized modeling perspective. *Journal of the atmospheric sciences*, **61**, 588–606.
- Cuxart, J., P. Bougeault, i J.-L. Redelsperger, 2000: A turbulence scheme allowing for mesoscale and large-eddy simulations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 1–30.
- Davolio, S., A. Buzzi, i P. Malguzzi, 2007: High resolution simulations of an intense convective precipitation event. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **95**, 139–154.
- Dee, D., S. Uppala, A. Simmons, P. Berrisford, P. Poli, S. Kobayashi, U. Andrae, M. Balmaseda, G. Balsamo, P. Bauer, et al., 2011: The era-interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 553–597.
- Dirmeyer, P. A. i K. L. Brubaker, 1999: Contrasting evaporative moisture sources during the drought of 1988 and the flood of 1993. *Journal of Geophysical Research*, **104**, 19383–19397.
- Doswell III, C. A., C. Ramis, R. Romero, i S. Alonso, 1998: A diagnostic study of three heavy precipitation episodes in the western mediterranean region. *Weather and Forecasting*, **13**, 102–124.
- Drobinski, P., V. Ducrocq, P. Alpert, E. Anagnostou, K. Béranger, M. Borga, I. Braud, A. Chanzy, S. Davolio, G. Delrieu, et al., 2013: Hymex, a 10-year multidisciplinary program on the mediterranean water cycle. *Bulletin of the American Meteorological Society*, doi:10.1175/BAMS-D-12-00242.1.

- Ducrocq, V., S. Belamari, B. Boudevillain, O. Bousquet, P. Cocquerez, A. Doerenbecher, P. Drobinski, C. Flamant, L. Labatut, D. Lambert, et al., 2013a: Hymex, les campagnes de mesures: focus sur les événements extrêmes en méditerranée. *La Météorologie*, **80**, 37–47.
- Ducrocq, V., I. Braud, S. Davolio, R. Ferretti, C. Flamant, A. Jansa, N. Kalthoff, E. Richard, I. Taupier-Letage, P.-A. Ayral, et al., 2013b: Hymex-sop1, the field campaign dedicated to heavy precipitation and flash flooding in the northwestern mediterranean. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, i T. Thouvenin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. ii: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Quarterly journal of the royal meteorological society*, **134**, 131–145.
- Ducrocq, V., D. Ricard, J.-P. Lafore, i F. Orain, 2002: Storm-scale numerical rainfall prediction for five precipitating events over france: On the importance of the initial humidity field. *Weather and Forecasting*, **17**, 1236–1256.
- Duffourg, F. i V. Ducrocq, 2011: Origin of the moisture feeding the heavy precipitating systems over southeastern france. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, **11**, 1163–1178.
- 2013: Assessment of the water supply to mediterranean heavy precipitation: a method based on finely designed water budgets. *Atmospheric Science Letters*, **14**, 133–138.
- Durrán, D. R., 1989: Improving the anelastic approximation. *Journal of the atmospheric sciences*, **46**, 1453–1461.
- 1990: Mountain waves and downslope winds. *Meteor. Monogr*, **23**, 59–81.
- Ebert, E. E., 2008: Fuzzy verification of high-resolution gridded forecasts: a review and proposed framework. *Meteorological applications*, **15**, 51–64.
- Esteban, P., 2007: La complexitat de la meteorologia de muntanya. *Revista Catalana de Geografia*, **12**.
- Esteban, P., P. D. Jones, J. Martín-Vide, i M. Mases, 2005: Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in andorra, pyrenees. *International Journal of Climatology*, **25**, 319–329.
- Ferretti, R. i R. Rotunno, 2000: Numerical simulations of the piedmont flood of 4–6 november 1994. *Tellus A*, **52**, 162–180.
- Fornasiero, A., P. Alberoni, J. Bech, et al., 2006: Statistical analysis and modelling of weather radar beam propagation conditions in the po valley (italy). *Natural Hazards and Earth System Science*, **6**, 303–314.
- Frei, C. i C. Schär, 1998: A precipitation climatology of the alps from high-resolution rain-gauge observations. *International Journal of Climatology*, **18**, 873–900.
- Gal-Chen, T. i R. C. Somerville, 1975: On the use of a coordinate transformation for the solution of the navier-stokes equations. *Journal of Computational Physics*, **17**, 209–228.
- Gallego, N., 2003: Cadastre de riscos naturals a andorra. *Horitzó*, **5**, 16–27.
- Gallego, N., R. Mas, P. Esteban, i A. Margalef, 2011: Les allaus a andorra (1975–2010): anàlisi estadístic. *4es Jornades tècniques de neu i allaus, Maig 25-27, 2011, Vielha e Mijaran, Val d’Aran, Spain*.
- Genovés, A. i A. Jansa, 1993: Rozamiento y dipolo orográficos: resultados de las observaciones pyrex. Technical report, Centro meteorológico de Baleares, Instituto Nacional de Meteorología.
- Germann, U., G. Galli, M. Boscacci, i M. Bolliger, 2006: Radar precipitation measurement in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**, 1669–1692.
- Gheusi, F. i J. Stein, 2002: Lagrangian description of airflows using eulerian passive tracers. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **128**, 337–360.

- 2005: Lagrangian trajectory and air-mass tracking analyses with meso-nh by means of eulerians passive tracers. Technical report, CNRM.
- Homar, V., R. Romero, C. Ramis, i S. Alonso, 2002: Numerical study of the october 2000 torrential precipitation event over eastern spain: analysis of the synoptic-scale stationarity. *Annales Geophysicae*, volume 20, 2047–2066.
- Hong, S.-Y., Y. Noh, i J. Dudhia, 2006: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. *Monthly Weather Review*, **134**, 2318–2341.
- Horvath, K., L. Fita, R. Romero, i B. Ivancan-Picek, 2006: A numerical study on the first phase of a deep mediterranean cyclone: Cyclogenesis in the lee of the atlas mountains. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**, 133–146.
- Houze, R., 1993: Cloud dynamics, 573 pp. *Academic, San Diego, Calif.*
- Houze, R. A., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Reviews of Geophysics*, **50**.
- Houze, R. A. i S. Medina, 2005: Turbulence as a mechanism for orographic precipitation enhancement. *Journal of the atmospheric sciences*, **62**, 3599–3623.
- HyMeX, 2010: Hymex international science plan.  
URL <http://www.hymex.org>
- Jansa, A., P. Alpert, P. Arbogast, A. Buzzi, B. Ivancan-Picek, V. Kotroni, M. C. Llasat, C. Ramis, E. Richard, R. Romero, i A. Speranza, 2014: Medex: a general overview. *Natural Hazards and Earth System Science*, **14**, 1965–1984, doi:10.5194/nhess-14-1965-2014.
- Jansà, J., 1959: La masa de aire mediterránea. *Rev. Geofís*, **69**, 35–50.
- Jiang, Q., 2003: Moist dynamics and orographic precipitation. *Tellus A*, **55**, 301–316.
- Jiang, Q. i R. B. Smith, 2003: Cloud timescales and orographic precipitation. *Journal of the atmospheric sciences*, **60**, 1543–1559.
- Kain, J. S. i J. M. Fritsch, 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The kain–fritsch scheme. *Meteorological Monographs*, **46**, 165–170.
- Lafore, J. P., J. Stein, N. Asencio, P. Bougeault, V. Ducrocq, J. Duron, C. Fischer, P. Hérel, P. Mascart, V. Masson, et al., 1997: The meso-nh atmospheric simulation system. part i: adiabatic formulation and control simulations. *Annales Geophysicae*, Springer, volume 16, 90–109.
- Laprise, R., 1992: The euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. *Monthly weather review*, **120**, 197–207.
- Lascaux, F., E. Richard, i J.-P. Pinty, 2006: Numerical simulations of three different map iops and the associated microphysical processes. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**, 1907–1926.
- Lavers, D. A., R. P. Allan, E. F. Wood, G. Villarini, D. J. Brayshaw, i A. J. Wade, 2011: Winter floods in britain are connected to atmospheric rivers. *Geophysical Research Letters*, **38**.
- Lin, Y.-L., 2007: *Mesoscale dynamics*. Cambridge University Press.
- Lin, Y.-L., S. Chiao, T.-A. Wang, M. L. Kaplan, i R. P. Weglarz, 2001: Some common ingredients for heavy orographic rainfall. *Weather and forecasting*, **16**, 633–660.
- Llasat, M. d. C., T. Rigo, i M. Barriendos, 2003: The montserrat-2000 flash-flood event: a comparison with the floods that have occurred in the northeastern iberian peninsula since the 14th century. *International Journal of Climatology*, **23**, 453–469.

- Lorente, J. i A. Redaño, 1990: Rainfall rate distribution in a local scale: the case of barcelona city. *Theoretical and Applied Climatology*, **41**, 23–32.
- Mariani, S., M. Casaioli, C. Accadia, M. d. C. Llasat, F. Pasi, S. Davolio, M. Elementi, G. Ficca, i R. Romero, 2005: A limited area model intercomparison on the montserrat-2000 flash-flood event using statistical and deterministic methods. *Natural Hazards and Earth System Science*, **5**, 565–581.
- Martín, A., R. Romero, A. De Luque, S. Alonso, T. Rigo, i M. Llasat, 2007: Sensitivities of a flash flood event over catalonia: a numerical analysis. *Monthly weather review*, **135**, 651–669.
- Martin-Vide, J., A. Sanchez-Lorenzo, J. Lopez-Bustins, M. Cordobilla, A. Garcia-Manuel, i J. Raso, 2008: Torrential rainfall in northeast of the iberian peninsula: Synoptic patterns and wemo influence. *Advances in Science and Research*, 99–105.
- Massacand, A. C., H. Wernli, i H. C. Davies, 1998: Heavy precipitation on the alpine southside: An upper-level precursor. *Geophysical Research Letters*, **25**, 1435–1438.
- Medina, S., 2005: *Orographic enhancement of mid-latitude cyclone precipitation*. Ph.D. thesis, University of Washington.
- Medina, S. i R. A. Houze, 2003: Air motions and precipitation growth in alpine storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129**, 345–371.
- Medina, S., B. F. Smull, R. A. Houze Jr, i M. Steiner, 2005: Cross-barrier flow during orographic precipitation events: Results from map and improve. *Journal of the atmospheric sciences*, **62**, 3580–3598.
- Mercader, J., B. Codina, A. Sairouni, i J. Cunillera, 2010: Results of the meteorological model wrf-arw over catalonia, using different parameterizations of convection and cloud microphysics. *Weather Clim. West. Med*, **7**, 75–86.
- Meriaux, P., S. Westrelin, J. CHEZE, P. Tabary, P. Javelle, i D. Defrance, 2011: Rhythme project: a radar network dedicated to hydrometeorological risk management in mediterranean mountains. *Colloque SHF: Eaux en montagne, Lyon (France), 16-17 mars 2011*.
- Météo-France, 2013: Carte d'occurrence de précipitations supérieures à 150 mm pour le période 1963-2012.  
URL <http://pluiesextremes.meteo.fr>
- Miglietta, M. M. i R. Rotunno, 2009: Numerical simulations of conditionally unstable flows over a mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **66**, 1865–1885.
- 2010: Numerical simulations of low-cape flows over a mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **67**, 2391–2401.
- 2012: Application of theory to simulations of observed cases of orographically forced convective rainfall. *Monthly Weather Review*, **140**, 3039–3053.
- 2014: Numerical simulations of sheared conditionally unstable flows over a mountain ridge. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **71**, 1747–1762.
- Minder, J. R., D. R. Durran, i G. H. Roe, 2011: Mesoscale controls on the mountainside snow line. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **68**, 2107–2127.
- Mlawer, E. J., S. J. Taubman, P. D. Brown, M. J. Iacono, i S. A. Clough, 1997: Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: Rrtm, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 16663–16682.
- Morcrette, J.-J., 1991: Radiation and cloud radiative properties in the european centre for medium range weather forecasts forecasting system. *Journal of Geophysical Research*, **96**, 9121–9132.



- Navalón, D., 2012: *Estudi de sensibilitat de la parametrització de la microfísica amb el model WRF*. Master's thesis, Universitat de Barcelona.
- Neiman, P. J., F. M. Ralph, G. A. Wick, Y.-H. Kuo, T.-K. Wee, Z. Ma, G. H. Taylor, i M. D. Dettinger, 2008a: Diagnosis of an intense atmospheric river impacting the pacific northwest: Storm summary and offshore vertical structure observed with cosmic satellite retrievals. *Monthly Weather Review*, **136**, 4398–4420.
- Neiman, P. J., F. M. Ralph, G. A. Wick, J. D. Lundquist, i M. D. Dettinger, 2008b: Meteorological characteristics and overland precipitation impacts of atmospheric rivers affecting the west coast of north america based on eight years of ssm/i satellite observations. *Journal of Hydrometeorology*, **9**, 22–47.
- Newell, R. E., N. E. Newell, Y. Zhu, i C. Scott, 1992: Tropospheric rivers?—a pilot study. *Geophysical Research Letters*, **19**, 2401–2404.
- Nuissier, O., V. Ducrocq, D. Ricard, C. Lebeaupin, i S. Anquetin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern france. i: Numerical framework and synoptic ingredients. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 111–130.
- Nuissier, O., B. Joly, A. Joly, V. Ducrocq, i P. Arbogast, 2011: A statistical downscaling to identify the large-scale circulation patterns associated with heavy precipitation events over southern france. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137**, 1812–1827.
- Oliver, T., 2013: *Simulacions numèriques idealitzades de precipitacions orogràfiques*. Master's thesis, Universitat de les Illes Balears.
- Pergaud, J., V. Masson, S. Malardel, i F. Couvreux, 2009: A parameterization of dry thermals and shallow cumuli for mesoscale numerical weather prediction. *Boundary-layer meteorology*, **132**, 83–106.
- Pierrehumbert, R. i B. Wyman, 1985: Upstream effects of mesoscale mountains. *Journal of the atmospheric sciences*, **42**, 977–1003.
- Pinty, J. i P. Jabouille, 1998: A mixed-phase cloud parameterization for use in mesoscale non-hydrostatic model: simulations of a squall line and of orographic precipitations. *Conf. on Cloud Physics*, 217–220.
- Pujol, O., F. Lascaux, i J. Georgis, 2011: Kinematics and microphysics of map-iop3 event from radar observations and meso-nh simulations. *Atmospheric Research*, **101**, 124–142.
- Ralph, F. i M. Dettinger, 2011: Storms, floods, and the science of atmospheric rivers. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **92**, 265–266.
- Ralph, F. M., P. J. Neiman, i G. A. Wick, 2004: Satellite and caljet aircraft observations of atmospheric rivers over the eastern north pacific ocean during the winter of 1997/98. *Monthly Weather Review*, **132**, 1721–1745.
- Ramis, C., 1995: Las observaciones de la atmosfera libre en mallorca: una breve historia y algunos resultados. *Revista de Ciència*, 41–58.
- Ramis, C., V. Homar, A. Amengual, R. Romero, S. Alonso Oroza, et al., 2013: Daily precipitation records over mainland spain and the balearic islands. *Natural Hazards and Earth System Science*.
- Ramis, C., R. Romero, V. Homar, S. Alonso, i M. Alarcón, 1998: Diagnosis and numerical simulation of a torrential precipitation event in catalonia (spain). *Meteorology and Atmospheric Physics*, **69**, 1–21.
- Reiter, E. R., 1975: Handbook for forecasters in the mediterranean, weather phenomena of the mediterranean basin: Part 1. general description of the meteorological processes.

- Ricard, D., V. Ducrocq, i L. Auger, 2012: A climatology of the mesoscale environment associated with heavily precipitating events over a northwestern mediterranean area. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **51**, 468–488.
- Rigo, T. i M. Llasat, 2005: Radar analysis of the life cycle of mesoscale convective systems during the 10 june 2000 event. *Natural Hazards and Earth System Science*, **5**, 959–970.
- Roe, G. H., 2005: Orographic precipitation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **33**, 645–671.
- Rolph, G., 2013: Real-time environmental applications and display system (ready) website. URL <http://www.ready.noaa.gov>
- Romero, R., 2001: Sensitivity of a heavy-rain-producing western mediterranean cyclone to embedded potential-vorticity anomalies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 2559–2597.
- Romero, R., C. Doswell III, i C. Ramis, 2000: Mesoscale numerical study of two cases of long-lived quasi-stationary convective systems over eastern spain. *Monthly Weather Review*, **128**, 3731–3751.
- Romero, R., C. Doswell III, i R. Riosalido, 2001: Observations and fine-grid simulations of a convective outbreak in importance of diurnal forcing and convective cold pools. *Monthly Weather Review*, 2157–2182.
- Romero, R., A. Martin, V. Homar, S. Alonso, i C. Ramis, 2006: Predictability of prototype flash flood events in the western mediterranean under uncertainties of the precursor upper-level disturbance. *Adv. Geosciences*, 55–63.
- Romero, R., C. Ramis, i S. Alonso, 1997: Numerical simulation of an extreme rainfall event in catalonia: Role of orography and evaporation from the sea. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123**, 537–559.
- Romero, R., G. Sumner, C. Ramis, i A. Genovés, 1999: A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the spanish mediterranean area. *International Journal of Climatology*, **19**, 765–785.
- Rotunno, R. i R. Ferretti, 2001: Mechanisms of intense alpine rainfall. *Journal of the atmospheric sciences*, **58**, 1732–1749.
- Rotunno, R. i R. A. Houze, 2007: Lessons on orographic precipitation from the mesoscale alpine programme. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 811–830.
- Saha, S., S. Moorthi, H.-L. Pan, X. Wu, J. Wang, S. Nadiga, P. Tripp, R. Kistler, J. Woollen, D. Behringer, et al., 2010: The ncep climate forecast system reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91**, 1015–1057.
- Sánchez-Diezma, R., D. Sempere-Torres, J. Bech, i E. Velasco, 2002: Development of a hydrometeorological flood warning system (ehimi) based on radar data. *2nd European Radar Conference*.
- Schär, C. i H. Wernli, 1993: Structure and evolution of an isolated semi-geostrophic cyclone. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **119**, 57–90.
- Skamarock, W., J. Klemp, J. Dudhia, D. Gill, i D. Barker, 2008: A description of the advanced research wrf version 3. near tech. Technical report, Note NCAR/TN-4751STR.
- Smith, R. B., 1979: The influence of mountains on the atmosphere. *Advances in geophysics.*, **21**, 87–230.
- Smolarkiewicz, P. K. i R. Rotunno, 1990: Low froude number flow past three-dimensional obstacles. part ii: Upwind flow reversal zone. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **47**, 1498–1511.
- Sotillo, M. G., C. Ramis, R. Romero, S. Alonso Oroza, i V. Homar, 2003: Role of orography in the spatial distribution of precipitation over the spanish mediterranean zone. *Climate Research*, **23**, 247–261.

- Stein, J., 2004: Exploration of some convective regimes over the alpine orography. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **130**, 481–502.
- Stoelinga, M. T., P. V. Hobbs, C. F. Mass, J. D. Locatelli, B. A. Colle, R. A. Houze Jr, A. L. Rangno, N. A. Bond, B. F. Smull, R. M. Rasmussen, et al., 2003: Improvement of microphysical parameterization through observational verification experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **84**, 1807–1826.
- Stohl, A., C. Forster, i H. Sodemann, 2008: Remote sources of water vapor forming precipitation on the norwegian west coast at 60 n—a tale of hurricanes and an atmospheric river. *Journal of Geophysical Research*, **113**.
- Stohl, A. i P. James, 2004: A lagrangian analysis of the atmospheric branch of the global water cycle. part i: Method description, validation, and demonstration for the august 2002 flooding in central europe. *Journal of Hydrometeorology*, **5**, 656–678.
- Thompson, G., P. R. Field, R. M. Rasmussen, i W. D. Hall, 2008: Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. part ii: Implementation of a new snow parameterization. *Monthly Weather Review*, **136**, 5095–5115.
- Trapero, L., J. Bech, F. Duffourg, P. Esteban, i J. Lorente, 2013a: Mesoscale numerical analysis of the historical november 1982 heavy precipitation event over andorra (eastern pyrenees). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 2969–2990.
- Trapero, L., J. Bech, i J. Lorente, 2013b: Numerical modelling of heavy precipitation events over eastern pyrenees: Analysis of orographic effects. *Atmospheric Research*, **123**, 368–383.
- Trapero, L., J. Bech, T. Rigo, N. Pineda, i D. Forcadell, 2009: Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the meteorological service of catalonia radar network. *Atmospheric Research*, **93**, 408–418.
- Trapero, L., F. Duffourg, V. Ducrocq, J. Bech, i J. Lorente, 2012: Analysis of a flood event that affected the hispano-andorran border the 1st august 2008. *Poster in 6th HyMeX workshop, Primosten, Croatia*.
- Trapero, L., P. Esteban, i N. Gallego, 2014: Fine-scale numerical study of northerly snow episodes over andorra. *Extended abstract in 17th International Road Weather Conference, La Massana, Andorra*.
- Trapero, L., N. Gallego, A. Margalef, i P. Esteban, 2011: Analysis of a flood event that affected the hispano-andorran border the 1st august 2008. *Poster in the IMPRINTS Workshop, Toulouse, France*.
- Uccellini, L. W. i D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Monthly Weather Review*, **107**, 682–703.
- Viale, M., R. A. Houze Jr, i K. L. Rasmussen, 2013: Upstream orographic enhancement of a narrow cold-frontal rainband approaching the andes. *Monthly Weather Review*, **141**, 1708–1730.
- Warner, T. T., R. A. Peterson, i R. E. Treadon, 1997: A tutorial on lateral boundary conditions as a basic and potentially serious limitation to regional numerical weather prediction. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78**, 2599–2617.
- Wimmers, A. J. i C. S. Velden, 2011: Seamless advective blending of total precipitable water retrievals from polar-orbiting satellites. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **50**, 1024–1036.
- Zängl, G., 2008: The temperature dependence of small-scale orographic precipitation enhancement. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134**, 1167–1181.
- Zhu, Y. i R. E. Newell, 1998: A proposed algorithm for moisture fluxes from atmospheric rivers. *Monthly weather review*, **126**, 725–735.

## Annex I

# Validació del camp de precipitació per a les simulacions dels episodis EOP de HyMeX

Per tal de complementar objectivament l'avaluació qualitativa de les simulacions, en aquest annex es mostren els resultats de la validació feta mitjançant tècniques de verificació parcial o *fuzzy* per a cadascuna de les simulacions seleccionades en cada episodi: la CE0300N pel dia 3 de novembre del 2011 i la AW2700 pel dia 27 d'octubre del 2011. La validació s'ha aplicat al camp de precipitació acumulada en 24 h predit pel model en el domini de 2,5 km de resolució i a la regió representada a la figura I.1a i b.

Com es descriu a Ebert (2008) la verificació parcial, a diferència de les tècniques de verificació tradicionals, assumeixen que les prediccions continuen essent acceptables encara que aquestes es trobin lleugerament separades de les observacions. És a dir, es relaxa el requeriment de coincidència exacte entre les prediccions i les observacions, de manera que si el pronòstic presenta diferències petites entre la localització del màxim de precipitació predit i l'observat la validació és recompensada. Aquest desplaçament es mesura segons la finestra de punts de malla que hi ha al voltant del punt d'interès. En aquest cas com que es vol verificar la predicció en els punts específics corresponents als pluviòmetres, el mètode que s'ha seleccionat és la taula de contingència multi-episodi (ME) que segueix una estratègia de correspondència on només es consideren una àrea al voltant de l'observació per reflectir la incertesa associada al camp observat. El mètode ME (Atger 2001) considera que la predicció és útil si l'esdeveniment com a mínim es detecta en un sol punt de l'àrea definida al voltant de l'observació. Un esdeveniment es defineix com l'ocurrència que un valor excedeixi un determinat llindar d'intensitat de precipitació (i.e. mm/24h). Aquest mètode utilitza l'índex estadístic Hansen i Kuipers (HK):

$$HK = H - F \quad (\text{I.1})$$

$$H = \frac{\text{encert}}{\text{encert} + \text{falta}} \quad (\text{I.2})$$

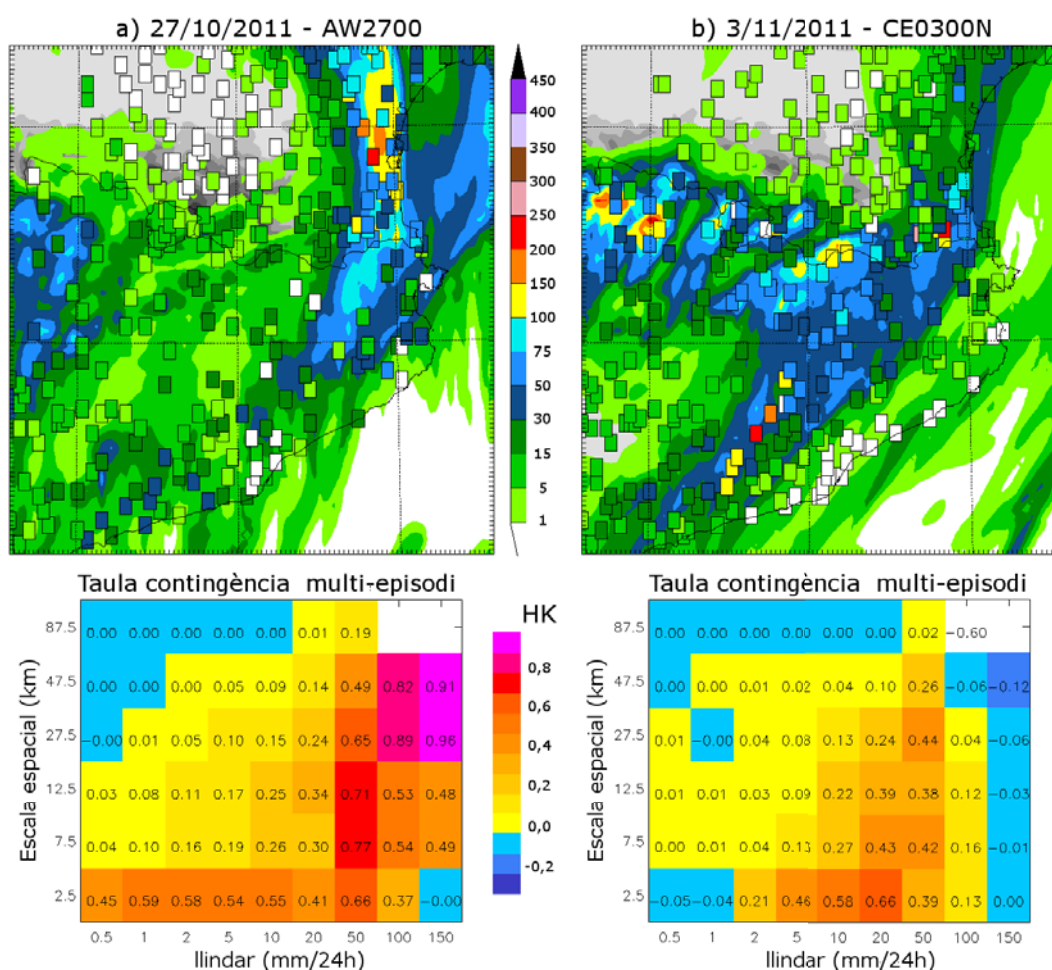


Figura I.1: Precipitació acumulada en 24 h (mm) per les dues simulacions seleccionades: a) AW2700 , b) CE0300N. Les observacions dels pluviòmetres s’han superposat en forma de rectangles.

$$F = \frac{\text{falsa alarma}}{\text{falsa alarma} + \text{refús correcte}} \quad (\text{I.3})$$

Una predicció perfecta correspondria al valor 1 de l’índex HK (eq. I.1). La figura I.1 mostra els resultats de la verificació de les simulacions per a cada episodi. Els resultats varien tant pel que fa a la intensitat com a l’escala espacial (eix x i y, respectivament). Aquesta representació, permet identificar la combinació d’intensitat-escala per la qual la predicció a alta resolució té el millor comportament. Per la simulació CE0300N, els valor més alts de HK s’obtenen per intensitats entre 5 i 20 mm i escales petites (2,5 km), mostrant l’habilitat del model en predir les intensitats moderades de precipitació. En canvi, els valors màxims de precipitació superiors a 100 mm, com ja s’ha vist anteriorment, no són ben capturats pel model. Aquesta deficiència es veu penalitzada a l’haver realitzat la verificació sobre l’acumulació total de precipitació. Els resultats de la validació de la simulació AW2700 presenta els millors estadístics per les intensitats elevades (> 100 mm) i escales grans (27 i 47 km), com també per intensitats de 50 mm en 24 h i escales més baixes (7 i 12 km). Si ens fixem només en la escala espacial, en ambdues

---

simulacions és a 2,5 km que s'assoleixen els millors resultats. Així doncs, en conjunt, es pot afirmar que és a escala més petita o alta resolució que les intensitats predites són de magnitud similar a les observades.



## Annex II

# Perfil vertical de reflectivitat per a la simulació CE0300N

En aquest annex es mostra l'evolució temporal del perfil vertical de reflectivitat a diferents punts dels Pirineus i la Catalunya central.

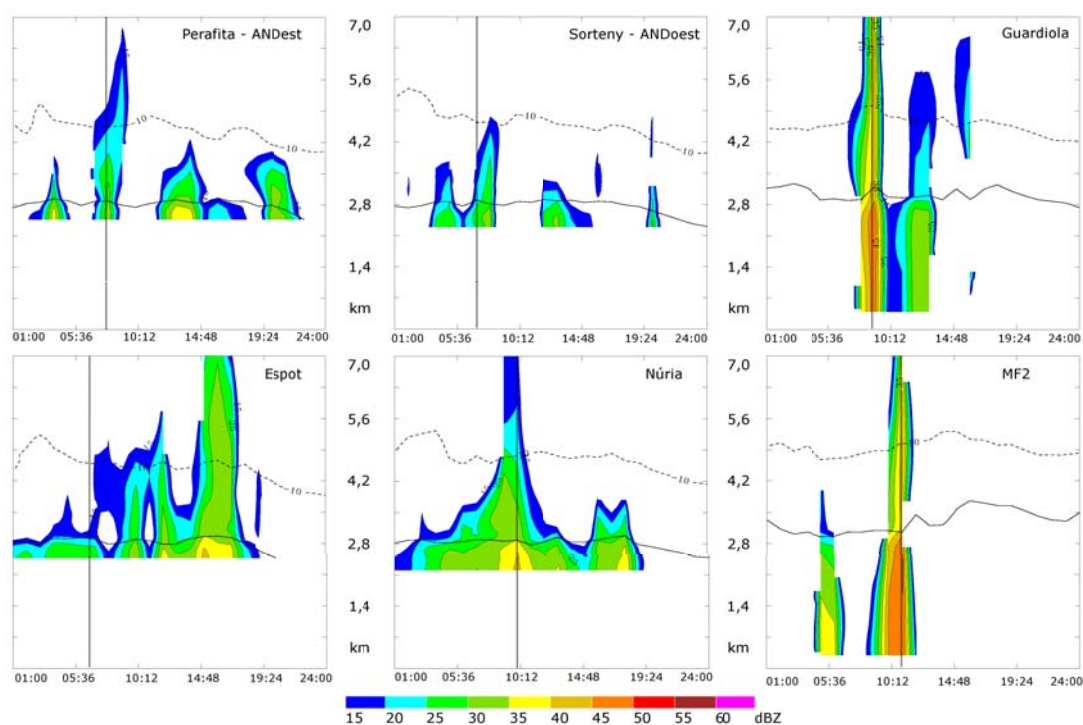


Figura II.1: Evolució del perfil vertical de reflectivitat radar (dBZ) per a la simulació CE0300N al llarg del dia 03/11/2011 a diferents punts dels Pirineus i a la Catalunya central: Perafita (ANDest), Sorteny (ANDoest), Espot, Núria, Guardiola i MF2. La localització dels punts es pot veure a la figura 7.1c. Les isoterms de 0 i  $-10^{\circ}$  C s'indiquen amb la línia negra contínua i discontinua, respectivament. La línia negra vertical indica l'instant seleccionat pel càlcul de les retrotrajectòries.





## Annex III

### *Article: Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia radar network*

Trapero, L., J. Bech, T. Rigo, N. Pineda i D. Forcadell: Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia radar network. *Atmospheric Research*, 93 (1-3), pp. 408-418, 2009.



# Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia radar network

Laura Trapero<sup>a,b,\*</sup>, Joan Bech<sup>b</sup>, Tomeu Rigo<sup>b</sup>, Nicolau Pineda<sup>b</sup>, David Forcadell<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Institut d'Estudis Andorrans, CENMA, Av.Rocafort, 21-23, Edifici Molí, Sant Julià de Lòria, AD600, Andorra

<sup>b</sup> SMC: Meteorological Service of Catalonia, Berlín 38, Barcelona E - 08029, Spain

<sup>c</sup> Group of Applied Research on Hydrometeorology (GRAHI), Universitat Politècnica de Catalunya, Spain

## ARTICLE INFO

### Article history:

Accepted 30 January 2009

### Keywords:

Meteorological radar

Comparison radar rain gauge

QPE

BIAS

Uncertainty

## ABSTRACT

In order to quantify the uncertainty of the radar-derived surface point quantitative precipitation estimates (QPE) from a regional radar network, a comparison has been made with a network of rain gauges. Three C-band Doppler radars and 161 telemetered gauges have been used. Both networks cover the area of Catalonia (NE Spain). Hourly accumulations integrated in daily amounts are studied. For each radar, three different precipitation products are obtained: short range, long range, and short range corrected radar QPE. The corrected product is generated by the Hydrometeorological Integrated Forecasting Tool (EHIMI), a software package designed to correct radar observations in real time for its use in hydrometeorological applications. Among other features, EHIMI includes a topographical beam blockage correction procedure. The first part of the analysis examines the bias found in the radar. The three radars generally underestimate precipitation, an effect increased with range from the radar and beam blockage, which is examined in detail in this study. Moreover, corrected QPEs systematically improve the BIAS (2 dB) and RMSf for high blockages (50–70%). The second part of the analysis illustrates the temporal evolution of the daily mean bias. Finally, the uncertainty of each rain gauge has been compared to each rainfall radar product. Geographic distribution of daily BIAS is consistent with slight under-estimation at short range and substantial at long range, especially in the north of Catalonia, which is an area with important beam blockage (>40%). These results contribute to improve the knowledge about the spatial distribution of the QPE error benefiting a number of applications including verification of high-resolution NWP precipitation forecasts and use of advanced hydrometeorological models.

© 2009 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

Quantitative Precipitation Estimation (QPE) is one of the most important applications of weather radars. The main advantage of radar QPE (as opposed to rain gauge networks) is to provide high spatial and temporal resolution detail over large areas. Radar QPE is therefore very useful for nowcasting and weather surveillance. These estimates represent a

fundamental input parameter to hydrological models, and also for verification of high resolution Numerical Weather Prediction (NWP) precipitation forecasts. As the number of radar applications increases, quality control of the QPE becomes even more important. This includes quantifying the uncertainty in the estimates.

In the past, several evaluations about the accuracy of rainfall estimates by radar have been made, including calibration with rain gauge data (see for example Wilson and Brandes, 1979). Since 1980, more sophisticated techniques have been developed to improve radar measurements. These techniques take into account the different nature of the factors that can affect radar observations, including non

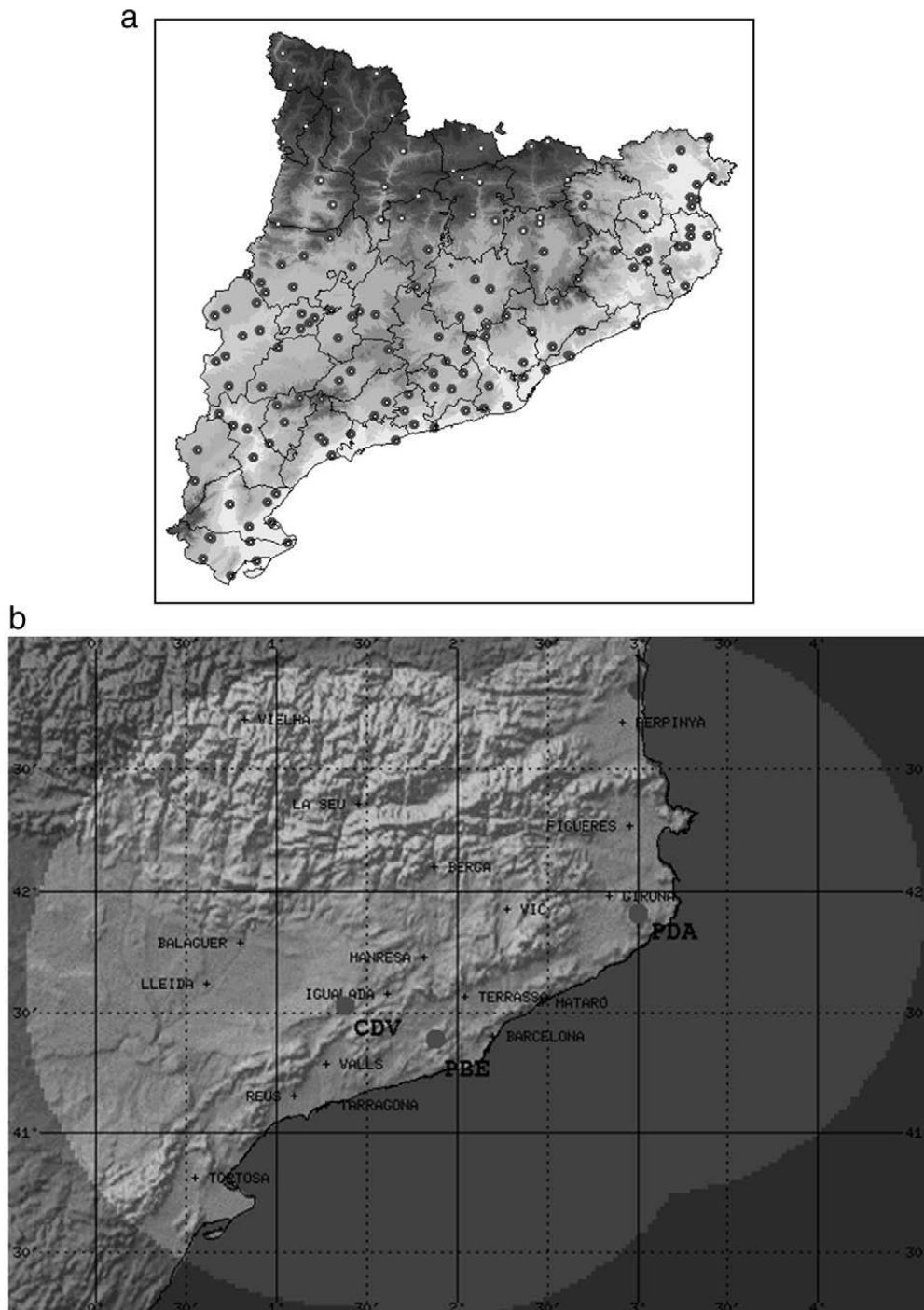
\* Corresponding author. Institut d'Estudis Andorrans, CENMA, Av.Rocafort 21-23, Edifici Molí 3r pis, Sant Julià de Lòria AD600, Andorra, Spain. Tel.: +376 742 630; fax: +376 843 585.

E-mail address: [ltrapero.cenma@iea.ad](mailto:ltrapero.cenma@iea.ad) (L. Trapero).

precipitation echoes, beam blockage, bright band, attenuation, beam overshooting (Zawadzki, 1984; Joss and Waldvogel, 1990). Comparisons between radar rainfall estimates and rain gauge data are an essential part of the quality control process. For example in the study reported by Bech et al. (2007a), rain gauges have been used to evaluate the suggested methods to correct errors that can affect radar data.

In Catalonia (NE Spain), since the update of the Radar Network of the Meteorological Service of Catalonia (XRAD) in 2003, most applications have been qualitative and no systematic work has evaluated radar QPE products with a

large data set to date. The purpose of this paper is to quantify the uncertainty of its radar-derived point QPE by a comparison with a network of rain gauges. Three C-band Doppler radars with one degree beam width and 161 telemetered gauges have been used. Both operative networks cover the area of Catalonia, with approximately 32000 km<sup>2</sup>, and very complex topography. Hourly accumulations integrated in daily amounts have been considered and only specific convective events have been included in the analysed sample. For each radar, three different products have been obtained: short range, long range, and short range corrected radar QPE.



**Fig. 1.** a) Spatial distribution of the rain gauges of the SMC network. Shaded background colours indicate terrain height, which exceeds 2000 m in the northern part of the region. b) Volumetric coverage of the SMC weather radar network. The location of the three radars used in this study (CDV, PBE, and PDA) is also indicated.

It should be noted that the first two types are based in Doppler corrected radar reflectivity measurements and the third one in the additional corrections provided by the EHIMI system, explained in the next section.

The first part of the analysis focuses on the uncertainty quantification for all daily precipitation products. Different beam blockages and distance dependence have been considered to obtain more detailed information. Both factors are among the main sources of bias between the radar QPE and rain gauge observations. As studied by Fabry et al. (1992) or Kitchen (1997) among others, for a given radar beam the width increases with the distance from the radar, and thus, reflectivity gradients can be substantially smoothed at long distances. This effect, combined with the fact that radar beam heights increase with distance from the radar, decreases the quality of radar QPE at long ranges. Moreover, when the radar beam intersects the melting layer bright band effects are present and radar QPE estimation becomes more complex (see for a detailed discussion Kitchen, 1997). In our study only convective events have been considered to avoid dealing with bright band effects.

The second part considers the temporal evolution of the daily mean bias as well as a classification of the errors as a function of rainfall totals. Finally, the uncertainty of each rain gauge compared with each rainfall radar product has been analysed. These results highlight the areas with substantial deviations in the bias for every radar product.

## 2. Methodology

### 2.1. Studied area and data description

The complex topography and the particular location of Catalonia, in NE Spain, makes this region prone to flooding, mainly due to the Mediterranean precipitation regime which is often characterized by torrential rain. Heavy precipitation events with high intensity peaks have been registered in Catalonia (Puigcerver et al., 1986), where traditionally rain gauges have been the only instrument used to measure precipitation. The Meteorological Service of Catalonia (SMC) has been improving the geographical distribution of its network and currently operates 161 rain gauges covering the complex topographical region of Catalonia. The spatial distribution of the network is shown in Fig. 1a. On the other hand from 1997 the SMC operates a regional radar network with the main purpose of improving weather surveillance and monitoring heavy precipitation events. The weather radar network consists of three C-band Doppler radar systems, with similar technical specifications (Bech et al., 2004). Table 1 lists the main characteristics of the radars and Fig. 1b indicates their location. The radars have an offset 4 m-antenna dish, which provides a one-degree beam width. The radar

transmitters are based on Travelling Wave Tube, which allows the modulation of the pulse and the implementation of pulse compression techniques to improve spatial resolution and sensitivity, as demonstrated by O'Hora and Bech (2007). However, the radar reflectivity observations used in this study were recorded using standard non-compressed pulses to avoid dealing with a heterogeneous data set.

### 2.2. Processing meteorological radar data and rain gauge comparison

Three high-resolution daily rainfall fields have been calculated for each radar based on 1 km pseudo-CAPPI products. The main contribution of this product is the lowest elevation scan, but at short ranges (0–40 km) the contribution comes from higher scans. The products are: short range uncorrected (130 km for PBE, PDA and 150 km for CDV), long range uncorrected (240 km), and short range corrected radar QPE. The radar processor generates the first two products and only applies a Doppler filter to eliminate non-precipitating echoes. The last product is generated by the Hydrometeorological Integrated Forecasting Tool (EHIMI) (Sánchez-Diezma et al., 2002), a software package designed to correct radar observations in real time for its use in hydrometeorological applications. The main corrections currently implemented in the EHIMI system (Bech et al., 2005) can be summarized as:

- Correction of radar rainfall measurement stability using mountain returns (Sempere-Torres et al., 2003). This procedure provides a general factor of correction (in dBZ) by comparing the distribution average and current ground clutter echo maps.
- Interpolation of lost azimuths.
- Orographic corrections, which involve radar pointing errors and screening effects (Delrieu and Creutin, 1995), ground clutter identification and substitution (where Doppler information and a precipitation type based substitution technique are used, Sánchez-Diezma et al., 2001) and removal of contamination due to radar secondary lobes (Bellon and Kilambi, 1999).
- Removal of residual speckles not related to the precipitation.

No specific filtering of anomalous propagation echoes was used, but the events examined were not affected by intense super-refraction checked using the approach by Bech et al. (2007b).

The method used to calculate QPE products and to finally compare these to ground clutter truth (rain gauges) as illustrated in Fig. 2, can be described briefly in six steps:

- 1) Acquisition of the 6-min reflectivity (Z) polar volume scans.
- 2) Simultaneous processing of data: the Interactive Radar Information System (IRIS) software generates short and long range reflectivity products (only Doppler filter is applied) and EHIMI software generates a short range corrected reflectivity product (corrections listed above are applied).
- 3) Production of hourly precipitation accumulations using the Marshall-Palmer (1948) Z-R relationship ( $Z = 200R^{1.6}$ ), only if over 80% of the 6-min volume scans are present; the

**Table 1**

SMC weather radars considered in this study.

Radar Site	Code	Longitude (°E)	Latitude (°N)	Altitude (m)
Puig Bernat	PBE	1.88	41.37	610
Puig d'Arques	PDA	2.99	41.89	535
Creu del Vent	CDV	1.40	41.60	825

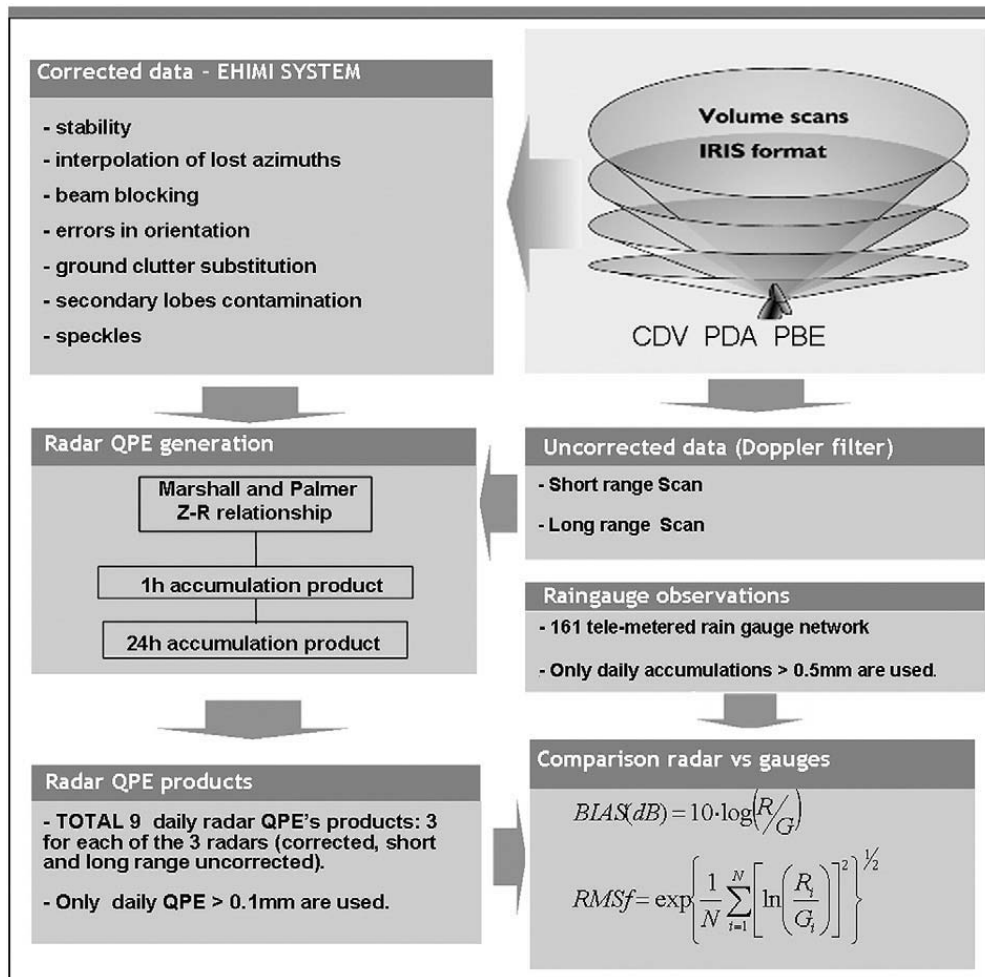


Fig. 2. Schematic work-flow of the methodology used in this study.

resulting hourly rainfall field is a Cartesian product called RN1 and has a  $1 \times 1 \text{ km}^2$  spatial resolution.

- 4) Production of daily (24 h) QPE is made by adding up hourly accumulation products (RN1). In total, 9 daily radar QPEs are calculated: 3 for each of the 3 radars (short and long range uncorrected, EHIMI corrected short range).

- 5) Identification of the radar pixel and thus the QPE at each of the 161 rain gauge locations.

- 6) Statistical comparison of daily radar QPE versus daily rain gauge data. Following the approach of previous studies (Gjertsen, 2002; Bech et al., 2007a) only gauge–radar pairs with daily precipitation sums above 0.5 mm (gauge) and

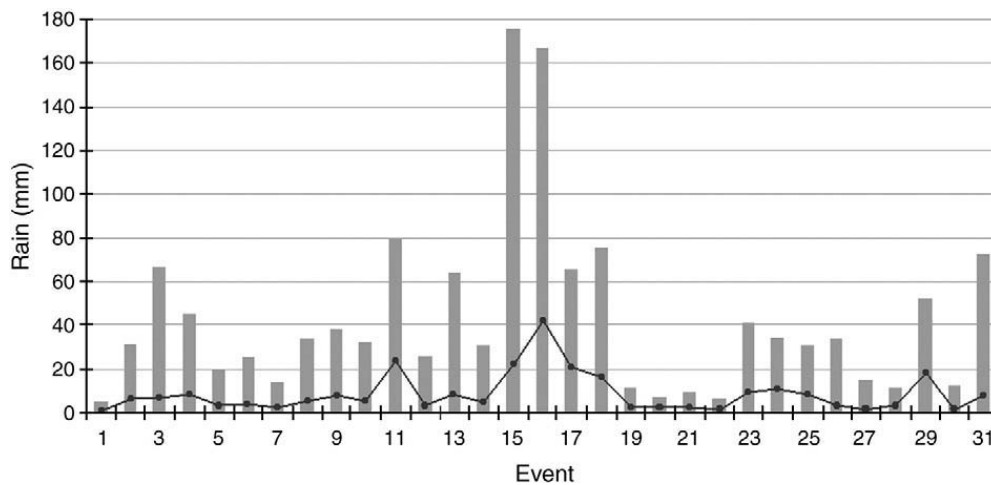


Fig. 3. Maximum (bars) and average (lines) daily precipitation amounts recorded in the rain gauge network for the selected events.

0.1 mm (radar) are used. The different thresholds used may introduce a potential bias in the results. However, an analysis of the instrumental limitations of the rain gauges used suggested limiting to 0.5 mm the minimum daily precipitation value to remove spurious tipping bucket errors. Two different statistics have been selected to evaluate the uncertainty of the QPE products: the Bias, expressed in dB, and the Root Mean Square Factor (RMSf). They are defined as follows:

$$BIAS(dB) = 10 \log(R/G) \quad (1)$$

$$RMSf = \exp \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left[ \ln \left( \frac{R_i}{G_i} \right) \right]^2 \right\}^{1/2} \quad (2)$$

where N is the number of events, G is the rain gauge daily precipitation and R is the radar based precipitation. These scores provide complementary information about the absolute and signed difference of two compared quantities (Gjertsen et al., 2004).

### 3. Results

In order to analyse verification scores, temporal and spatial criteria have been used. A sample of 32 convective days with thunderstorms was selected from June 2006 to May 2007. From them, 21 were recorded during 2006 and represent the 56% of the cloud to ground lightning activity during that year. The maximum daily amount registered in the rain gauges and the mean rain values have been represented in Fig. 3.

In total, nine radar QPEs are obtained for each studied day: 3 for each of the 3 radars (long range uncorrected, short range uncorrected and short range corrected). To take into account the complex topography of Catalonia and its effects on the radar beam, such as overshooting and blockage, the results have been classified using different distances and blockages from each radar with the purpose of evaluating the existence of possible dependencies.

#### 3.1. Comparison of daily BIAS and RMSf

Daily radar precipitation estimates calculated from hourly resolution data have been compared with collocated rain gauge measurements. Comparisons have been grouped considering two different variables: the distance of the rain gauge to the radar and the degree of radar beam blockage at each rain gauge site. Fig. 4 illustrates for each radar the degree of blockage considering the lowest elevation scan, as implemented in the EHIMI beam blockage correction procedure. Results obtained for short range uncorrected and corrected products are summarized in Table 2. The negative biases agree with previous preliminary results that indicated a general underestimation of the radar QPE compared to rain gauges (Trapero et al., 2006). CDV radar has the smallest bias (−3.68 dB) and RMSf (3.34) for unblocked gauges in the 40–100 km range. For both CDV and PBE radars the bias and RMSf worsens with increasing range and beam blockage. On the other hand, the nearest range class (0–40 km) presents worse bias values, similarly to the study by Bech et al. (2007a). This effect could seem contradictory with the general decrease of quality of radar observations with range. Two possible causes of this high bias near the radars are: 1) the effect of increased Doppler clutter filtering at close ranges, and 2) the result of using higher elevation scans at that range interval in the CAPPI data employed to calculate the radar QPE products. Smith (1998) suggested that the lowest elevation scan used with a standard 1° beam width antenna could be 0.3° in flat terrain, i.e. less than the traditional half-beam width antenna usually chosen. In our case, with the operating radars surrounded by complex topography, the lowest elevation scans for each radar are slightly higher than the half-beam width (0.5, 0.8, 0.7° see Fig. 4 for shielding in each case).

The results for the PDA radar present some peculiarities. The uncorrected product's bias improves with range, from −11.50 dB close to the radar to −10.70 dB at 160 km. Only in the case of large beam blockage (50–70%), the bias worsens (−14.02 dB). However, for each radar and large beam blockage, the corrected product systematically improves the

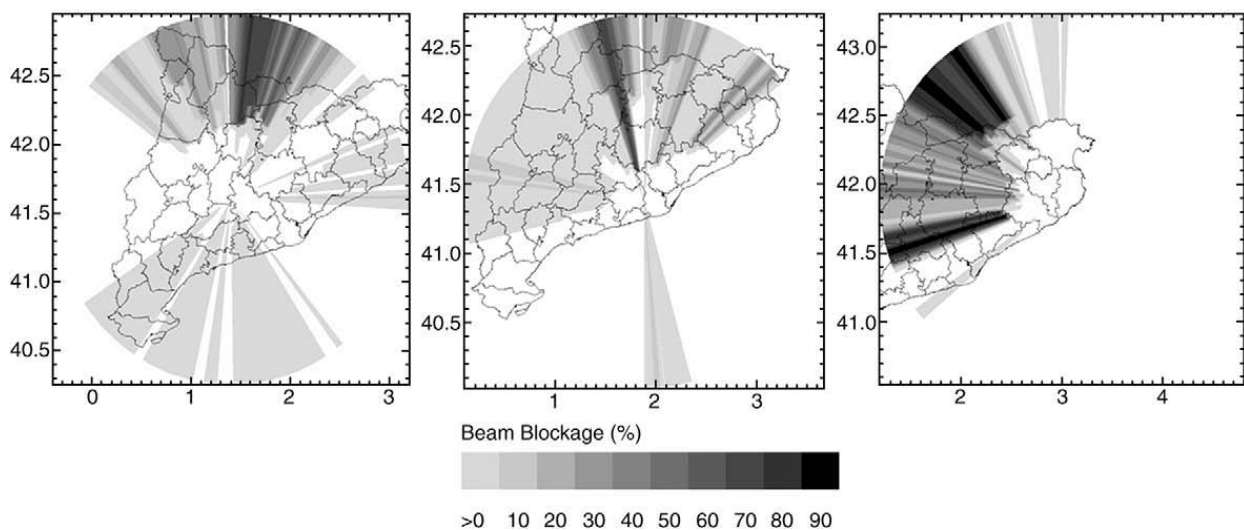


Fig. 4. Beam blockage corresponding to each radar for the lowest elevation scan. From left to right: CDV (0.8°), PBE (0.7°) and PDA (0.5°).

**Table 2**

RMSf and mean BIAS for different distances and blockages for the SMC weather radars (CDV, PBE, PDA).

Blockage	Range (km)								
	0–40			40–100			100–160		
	# Gauges	BIAS(dB)	RMSf	# Gauges	BIAS(dB)	RMSf	# Gauges	BIAS(dB)	RMSf
<b>CDV</b>									
0	16	<b>-4.57</b> <i>-4.77</i>	<b>3.79</b> <i>3.79</i>	49	<b>-3.68</b> <i>-4.21</i>	<b>3.34</b> <i>3.43</i>	11	<b>-5.05</b> <i>-5.30</i>	<b>5.76</b> <i>5.40</i>
1–50%	8	<b>-4.46</b> <i>-4.93</i>	<b>3.84</b> <i>4.30</i>	29	<b>-5.17</b> <i>-5.23</i>	<b>4.39</b> <i>4.36</i>	25	<b>-7.08</b> <i>-7.60</i>	<b>9.72</b> <i>11.26</i>
50–70%	0	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	3	<b>-11.45</b> <i>-8.97</i>	<b>21.03</b> <i>11.70</i>	1	<b>-11.41</b> <i>-8.83</i>	<b>21.14</b> <i>12.26</i>
<b>PBE</b>									
0	23	<b>-7.45</b> <i>-7.11</i>	<b>7.54</b> <i>7.17</i>	15	<b>-6.95</b> <i>-7.06</i>	<b>6.51</b> <i>7.01</i>	16	<b>-7.37</b> <i>-6.76</i>	<b>6.69</b> <i>6.71</i>
1–50%	4	<b>-7.46</b> <i>-7.30</i>	<b>7.87</b> <i>7.79</i>	40	<b>-7.48</b> <i>-7.59</i>	<b>8.00</b> <i>7.99</i>	34	<b>-8.73</b> <i>-8.83</i>	<b>12.96</b> <i>13.17</i>
50–70%	1	<b>-7.57</b> <i>-5.54</i>	<b>9.30</b> <i>5.07</i>	0	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	0	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	<b>N/A</b> <i>N/A</i>
<b>PDA</b>									
0	18	<b>-11.50</b> <i>-11.71</i>	<b>19.26</b> <i>21.42</i>	10	<b>-10.50</b> <i>-10.15</i>	<b>15.96</b> <i>15.66</i>	6	<b>-10.17</b> <i>-10.72</i>	<b>17.07</b> <i>18.55</i>
1–50%	0	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	18	<b>-11.37</b> <i>-11.92</i>	<b>21.01</b> <i>27.28</i>	10	<b>-11.63</b> <i>-11.69</i>	<b>26.79</b> <i>30.44</i>
50–70%	0	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	<b>N/A</b> <i>N/A</i>	1	<b>-13.13</b> <i>-10.83</i>	<b>34.55</b> <i>19.06</i>	2	<b>-14.02</b> <i>-12.49</i>	<b>42.44</b> <i>42.18</i>

Values in bold type correspond to short range uncorrected data and italic type to short range corrected data.

bias by 2 dB, as well as the RMSf. According to these results, the bias varies much more in terms of the blockage than with increasing range. The rain gauges located in the areas with highest blockage, independently of range, are the ones with the lowest bias (highest underestimation). In fact, the complex topography of Catalonia implies that beam blockage affects almost fifty per cent of the rain gauges for each radar coverage.

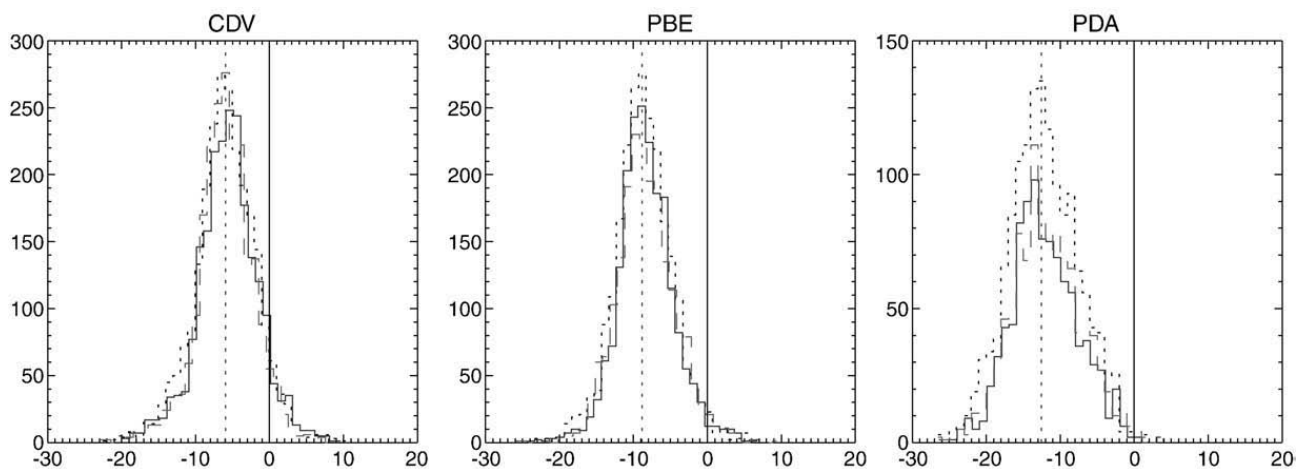
### 3.2. Frequency distribution of daily BIAS

With the objective of analysing the full sample for each radar and product, histograms with 1 dB resolution are shown in Fig. 5 and summary statistics are given in Table 3. Focusing on individual daily bias histogram and kurtosis, CDV short range corrected product is the one that shows a peaked

distribution (1.42) with fat tails (compared to a normal distribution, i.e. leptokurtic), as well as being slightly negatively skewed ( $-0.33$ ), i.e., it tends towards more negative bias values. PBE shows similar values of kurtosis (1.31 for uncorrected short range product) but has a positive skew (0.27). On the other hand, all PDA products present kurtosis and skew close to zero, similar to the normal distribution. According to these results, CDV short range corrected and PBE short range uncorrected are the ones that show the lowest variance values, 14.73 and 14.58, respectively; PDA shows the highest ones ( $>21$ ).

### 3.3. Temporal evolution of daily mean BIAS

To assess the temporal variability of radar accumulation products, the daily mean-field bias has been calculated and



**Fig. 5.** Frequency distribution of daily BIAS (dB) for different radars (CDV, PBE and PDA) and products: short range uncorrected (dashed line), long range uncorrected (dotted line) and short range corrected (solid line). Vertical lines represent the most frequent value (dotted line) and the unbiased result (solid line).



**Table 3**

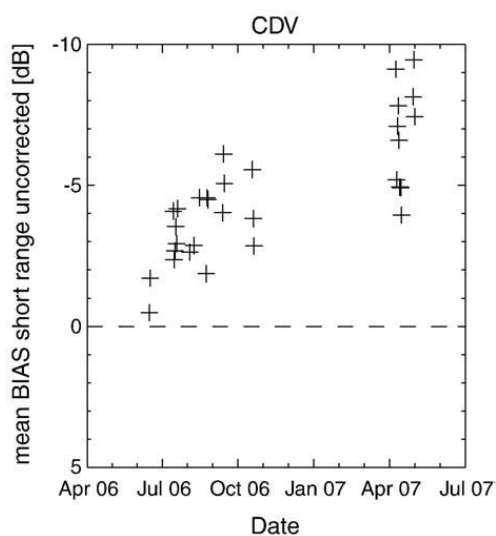
Statistics calculated to characterize the sample of daily bias for each radar product.

Product	Radar		
	CDV	PBE	PDA
Long range uncorrected			
median (dB)	−5.39	−8.17	−12.02
mean (dB)	−5.37	−8.11	−11.76
mode (dB)	−6.55	−8.81	−12.53
variance	17.63	15.68	22.96
skewed	−0.07	0.01	0.10
kurtosis	0.98	1.10	0.13
Short range uncorrected			
median (dB)	−5.05	−8.03	−12.06
mean (dB)	−5.10	−7.79	−11.58
mode (dB)	−5.39	−8.87	−13.42
variance	17.36	14.58	20.83
skewed	−0.14	0.22	0.19
kurtosis	0.99	1.31	0.05
Short range corrected			
median (dB)	−5.46	−8.06	−11.70
mean (dB)	−5.42	−7.75	−11.33
mode (dB)	−5.93	−9.68	−13.49
variance	14.73	15.79	21.68
skewed	−0.33	0.27	0.08
kurtosis	1.42	0.77	−0.05

examined for the three radars. As an example, Fig. 6 shows the daily mean bias of the short range uncorrected product for the period considered. The three radars and both the short range uncorrected and corrected QPE products exhibited similar temporal variations though the average bias value was different for each radar, as shown previously in Table 3. In this case it can be appreciated an increase (in absolute value) of the bias caused by hardware calibration issues which was corrected afterwards. This type of analysis illustrates the importance of long-term monitoring to ensure the quality of radar QPE products in a network.

#### 3.4. Stratification by intensity of daily mean BIAS

To evaluate the behaviour of the errors as a function of rainfall totals, the sample of daily accumulation has been



**Fig. 6.** Mean-field daily bias (dB) of the CDV radar short range uncorrected product accumulation.

stratified in three ranges: light (0.5–5 mm), moderate (5–15 mm) and heavy events (larger than 15 mm). These thresholds have been selected taking into account the convective nature of the events and the consistency between the numbers of elements for each range: note that this classification is made according to the sample examined and that the term heavy rainfall in this area is usually applied to a larger daily amount. The mean bias obtained as a function of rainfall totals is listed in Table 4. The best scores have been obtained for light events. The higher the rainfall totals the higher the absolute mean bias. All radars follow this behaviour. The general effect of drizzle increasing bias has been smoothed due to the selected limits to define light events (0.5–5 mm). In heavy rainfall events, QPE estimates yield worse scores. Main reasons for this effect are likely related to the use of a single Z–R relationship (Marshall and Palmer, 1948) in the operational chain, which may not be adequate for high rainfall rate cases, and also, to possible signal attenuation of the radar energy in such cases. A previous analysis (Cerro et al., 1997) using disdrometric measurements collected during two years in Barcelona indicated that the average Z–R relation ( $Z = 376R^{1.46}$ ) was similar to those found for convective rainfall. On the other hand, attenuation of the beam due to the heavy rain is a well-known problem for C-band radars, the ones used in this study. However, the implementation of corrections in the operational chain (such as that included in the EHIMI system described earlier) is complex and their efficiency is strongly dependent on the radar calibration accuracy. As has been described in Section 2.2, the EHIMI system uses a scheme proposed by Berenguer et al. (2002) to process the correct product. Table 4 reflects a slight improvement in the scores obtained for the corrected products, especially in the PDA radar.

#### 3.5. Geographical distribution of BIAS

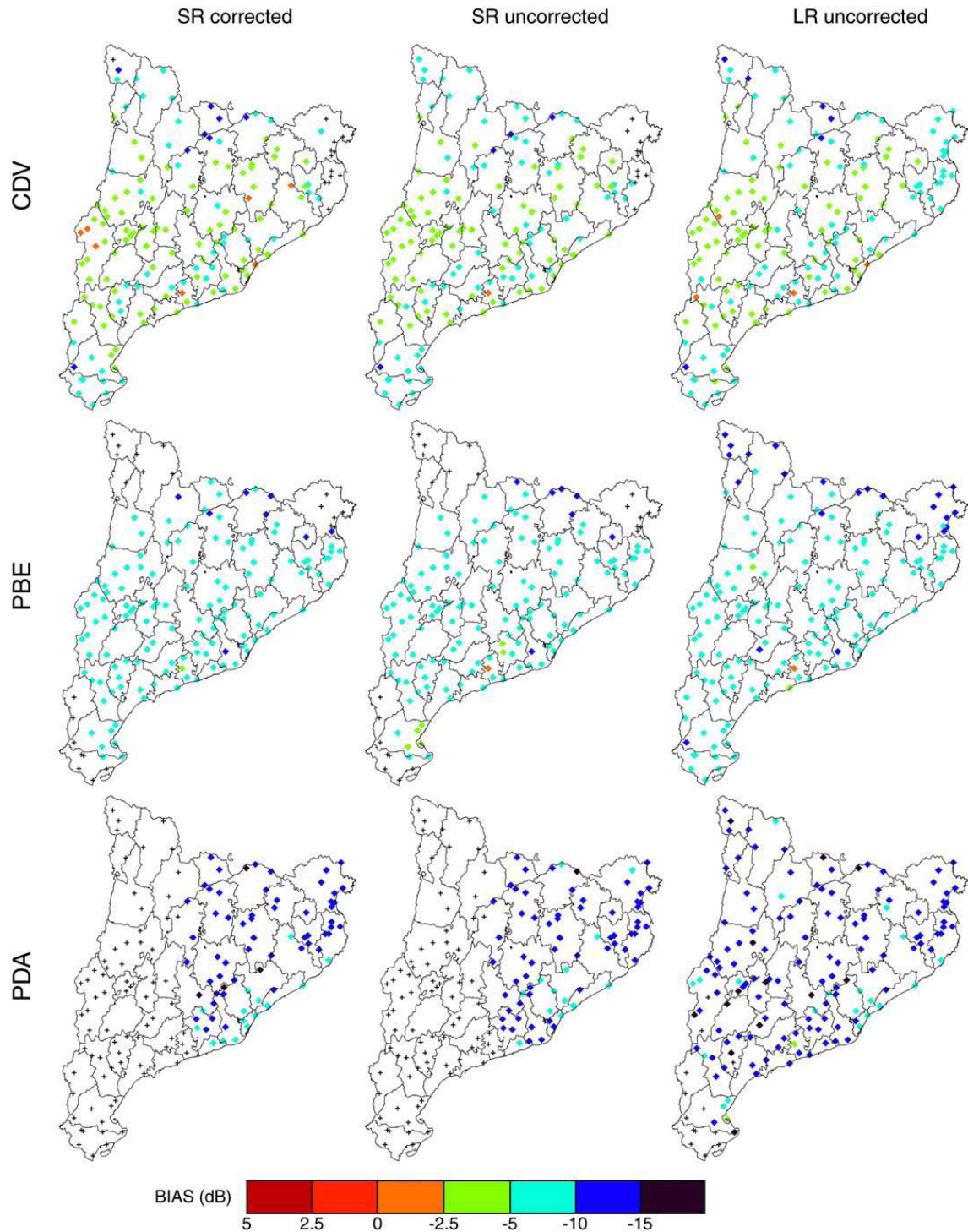
This section evaluates the spatial distribution of the bias. In Fig. 7, the coloured dots on the maps indicate the bias for the underlying rain gauge during the study period for uncorrected as well as for the EHIMI corrected short range product. For CDV and PBE, slightly negative values (light blue) are seen in the 40–100 km range of the radar and substantial under-estimation ( $< -10$  dB) is seen in the northeast area of Catalonia where, according to Fig. 4, there

**Table 4**

Mean field bias (dB) as a function of daily rainfall totals.

Radar	EVENT		
	Light	Moderate	Heavy
CDV	− <b>4.08</b>	− <b>6.46</b>	− <b>6.72</b>
	−4.43	−6.76	−7.31
PBE	− <b>6.47</b>	− <b>8.68</b>	− <b>10.10</b>
	−6.39	−8.50	−10.49
PDA	− <b>10.67</b>	− <b>13.36</b>	− <b>15.20</b>
	−10.53	−13.08	−14.45

Stratification corresponds to: light (0.5–5 mm), moderate (5–15 mm) and heavy (larger than 15 mm). Values in bold type correspond to short range uncorrected data and italic type to short range corrected data.



**Fig. 7.** Geographical distribution of average daily BIAS products for short range (SR) corrected and uncorrected, and long range (LR) uncorrected radar QPE for the three radars considered in this study (CDV, PBE and PDA).

is strong beam blockage. By contrast, the PDA radar shows an important under-estimation for all gauges over the scan area. The lowest under-estimation is found to the south and south-west of the radar, parallel to the coastline in accordance with the only region without beam blockage. The observed pattern in the weather radars is consistent with a slight under-estimation at short range and a substantial under-estimation at long range.

A scatter plot of the short range bias of the uncorrected versus corrected products is shown in Fig. 8. If for a given day and radar the bias of the corrected and uncorrected radar QPEs is primarily due to the prevailing meteorological conditions, a good correlation between the biases of both products should be found. The third column in Fig. 7 (labeled LR) represents the spatial distribution of the bias for the uncorrected long range product. Once again, CDV presents

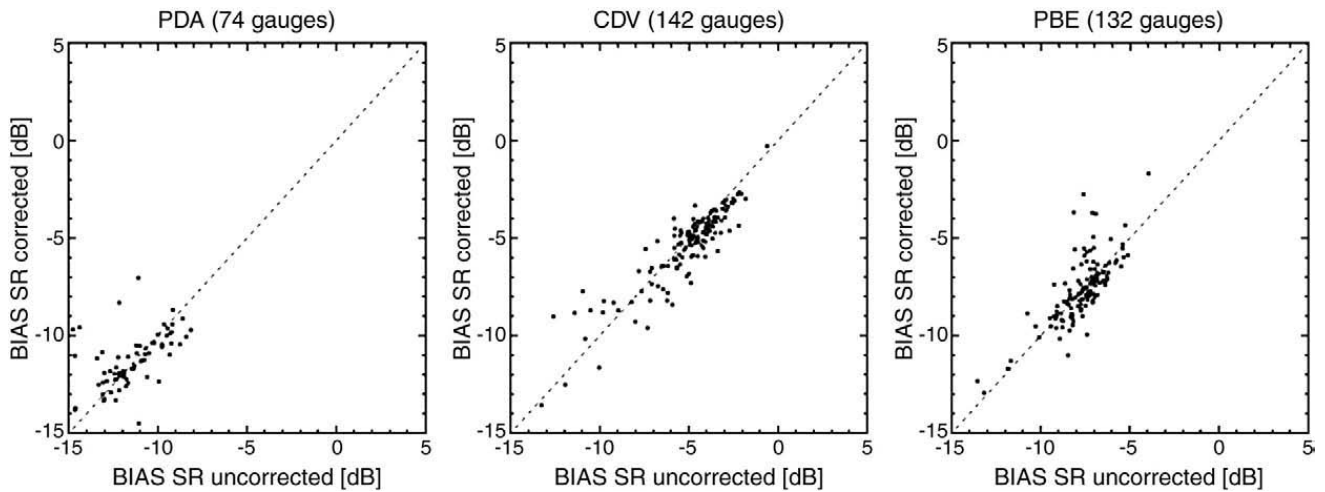


Fig. 8. Scatter plot of short range uncorrected BIAS versus corrected BIAS for the three radars used in this study (CDV, PBE, PDA).

the best results and PDA has the greatest under-estimation. Note that one particular rain gauge (orange dot on the PBE SR uncorrected labeled map) exhibits an anomalous behaviour (bias near 0 dB), in sharp contrast to the general pattern. This result enabled a malfunction in that rain gauge to be detected, as later confirmed by maintenance personnel, illustrating the need for quality control in gauge data for this type of products.

#### 4. Summary and conclusions

In this paper, a comparison between radar quantitative precipitation estimates and gauge observations has been presented for the operative Doppler radar network of the Meteorological Service of Catalonia (XRAD). A detailed study considering two warm seasons has been performed for the first time, in order to evaluate the uncertainty of three different radar QPE products (short range uncorrected, long range uncorrected, short range corrected) generated by each radar. Several statistics have been applied to a data set of 32-convective events from June 2006 to May 2007. Moreover, further analysis has been done taking into account parameters which mostly affect the precipitation radar estimation (i.e. the distance, the beam blockage and the intensity).

The result of the analysis varies for each radar. For instance, better scores in terms of BIAS (3.68 dB of under-estimation) and RMSf (3.34) have been achieved for the CDV radar. The values obtained are comparable to similar studies elsewhere (Bech et al., 2007a). Furthermore, the CDV and the PBE radars generally show the expected BIAS and RMSf dependence with distance and beam blockage for each QPE product (i.e. the larger the blockage or distance from the radar, the higher the underestimation of precipitation). However, areas within 40 km from the radars present anomalous behaviour, probably because of strong Doppler clutter filtering and the use of CAPPI products which implies deriving precipitation estimates from high elevation scans which generally underestimate precipitation with respect to base scans. Finally, it should be mentioned that the PDA radar presents some particular results as, for example, the highest average underestimation, and also a decrease of the

bias with distance for unblocked gauges. However, as in the other two radars, the bias worsens with increasing beam blockage. All differences found among the three radars are basically associated to calibration issues and local site effects.

Regarding to the frequency distribution of daily bias, the short range observations (130 km) produce systematically better estimations than the long range scans (240 km). The geographical distribution of the daily bias is consistent with a range dependence underestimation, slight at short distances and substantial at long ranges, especially in the north of Catalonia, an area with remarkable beam blockage (>40%). At this point, is important to notice that for large beam blockage (50–70%) the corrected QPEs improve the bias by 2 dB and the RMSf. Nevertheless, the poor sample of rain gauges for that range is not representative enough to conclude that the beam blockage correction applied by the EHIMI system is always effective.

Further analysis has illustrated the temporal evolution and intensity stratification of the bias. The time series evolution of the average daily bias presents an increase for the events considered, which has been attributed mainly to hardware and calibration issues. This type of temporal analysis highlights the importance of long-term monitoring to ensure the quality of radar QPE products in a network. On the other hand, the bias has been stratified as a function of daily accumulation. In this case, it must be noted that the short range corrected product improves the scores obtained with the uncorrected product, and hence the effect of the signal attenuation correction applied by the EHIMI system is significant. Despite this improvement, the error found is still relatively large compared to the requirements of some applications so there is a clear need for further improvement to succeed in quantitative use of radar QPE.

More exhaustive hardware calibration and enhancement of post-processing techniques, are among the future steps to consider to progress towards improved radar precipitation estimates by the XRAD. These techniques could include the use of different Z–R relationships in the QPE estimation, as demonstrated by Rigo and Llasat (2002) or sophisticated corrections based on the vertical profile of reflectivity

(Franco et al., 2006) or gauge adjustment techniques (Velasco-Forero et al., 2005) currently being implemented in the EHIMI system.

## Acknowledgments

This study was performed under the framework of the EU COST-731 concerted action “Propagation of Uncertainty in Advanced Hydrometeorological Systems”. The first author would like to thank the Meteorological Service of Catalonia (SMC) for a fellowship to work at the SMC Remote Sensing team during the period 2005–2007. Finally, we would like to thank the useful comments of Oriol Argemí (SMC) and the two anonymous reviewers.

## Appendix A

This Appendix presents a brief discussion about the effect of selecting different thresholds in the daily amounts for the radar and gauge accumulations. In general, a minimum threshold is used to limit the effect of considering noisy data in the bias calculation. For example in a study examining radar precipitation estimates in the Alps reported by Germann et al. (2006) a threshold of 0.3 mm was considered for both radar and gauge precipitation observations. In other cases, such as the study of Gjertsen (2002) or Bech et al. (2007a) examining radar precipitation estimates in Norway a different threshold was used for gauges and radar estimates. This was done to take into account the different behaviour of each instrument when dealing with small amounts. For example to eliminate potentially noisy gauge records, where wind may have introduced spurious tipping of the recording system, a threshold of 0.5 mm seemed adequate for gauges with 0.2 mm sensitivity. On the other hand a limit of 0.1 mm for the radar was considered a good compromise between the sensitivity of the system and the number of rainy days that would be considered in the data set.

The same approach was taken in this paper to allow a consistent comparison of the results with those studies. However, it should be noted that the choice of different thresholds may introduce a potential bias in the low end of the spectrum. This is illustrated in Table A.1, where different combinations of the thresholds (0.1, 0.2 and 0.5 mm) are considered in the calculation of the bias of the CDV radar short range QPE product. It can be seen that the value of the bias considered in this work (−5.08 dB) is reduced if

**Table A.1**

Average bias (dB) obtained for different combinations of thresholds (in mm) for the gauge and radar precipitation data.

Gauge Threshold (mm)	Radar threshold (mm)		
	0.1	0.2	0.5
0.1	−4.33 (2466)	−4.18 (2323)	−4.15 (2011)
0.2	−4.38 (2455)	−4.22 (2318)	−4.19 (2007)
0.5	− <b>5.08 (2188)</b>	−4.88 (2114)	−4.61 (1923)

Numbers of samples in each case are indicated in brackets. The bias obtained with the thresholds used in this study, 0.5 mm for gauge data and 0.1 mm for radar data, is indicated in bold.

thresholds of the same value are considered (for example −4.22 dB for a threshold of 0.2 mm).

## References

- Bech, J., Vilaclara, E., Pineda, N., Rigo, T., López, J., O'Hora, F., Lorente, J., Sempere, D., Fàbregas, F.X., 2004. The weather radar network of the Catalan Meteorological Service: description and applications. European Radar Conference, pp. 416–420.
- Bech, J., Rigo, T., Pineda, N., Segalà, S., Vilaclara, E., Sánchez-Diezma, R., Sempere, D., Velasco, E., 2005. Implementation of the EHIMI software package in the weather radar operational chain of the Catalan meteorological service. Proceedings 32nd Int. Conf. on Radar Meteorology, Albuquerque, NM, USA.
- Bech, J., Gjertsen, U., Haase, G., 2007a. Modelling weather radar beam propagation and topographical blockage at northern high latitudes. Q. J. R. Meteorol. Soc. 133, 1191–1204.
- Bech, J., Codina, B., Lorente, J., 2007b. Forecasting weather radar propagation conditions. Meteorol. Atmos Phys. 96, 229–243.
- Bellon, A., Kilambi, A., 1999. Updates to the McGill RAPID (Radar Data Analysis, Processing and Interactive Display) system. 29th Conference on radar meteorology, Montreal, Canada, pp. 121–124.
- Berenguer, M., Lee, G.W., Sempere-Torres, D., Zawadzki, I., 2002. A variational method for attenuation correction of radar signal. Proceedings of 2nd European Radar Conference. European Meteorological Society, Delft, Holland, pp. 11–16. Copernicus GMBH 2002.
- Cerro, C., Codina, B., Bech, J., Lorente, J., 1997. Modeling Raindrop Size Distribution and Z(R) Relations in the Western Mediterranean Area. J. Appl. Meteorol. 36, 1470–1479.
- Delrieu, G., Creutin, J.D., 1995. Simulation of Radar Mountain returns using a digitized terrain model. J. Atmos. Ocean. Technol. 12, 1038–1049.
- Fabry, F., Austin, G.L., Tees, D., 1992. The accuracy of rainfall estimates by radar as a function of range. Q. J. R. Meteorol. Soc. 118, 435–453.
- Franco, M., Sánchez-Diezma, R., Sempere-Torres, D., 2006. Improvements in weather radar rain rate estimates using a method for identifying the vertical profile of reflectivity from volume radar scans. Meteorol. Z. 15, 521–536.
- Germann, U., Galli, G., Boscacci, M., Bolliger, M., 2006. Radar precipitation measurement in a mountainous region. Q. J. R. Meteorol. Soc. 132, 1669–1692.
- Gjertsen, U., 2002. Gauge-adjustment of precipitation estimates from the Norwegian weather radar network. <http://www.smhi.se/cost717/>, COST 171, WDF\_02\_200203\_3, 27 pp.
- Gjertsen, U., Salek, M., Michelson, D.B., 2004. Gauge-adjustment of radar-based precipitation estimates. EUR 21363 - COST 717, ISBN- 92-898-0000-3, 33 pp.
- Joss, J., Waldvogel, A., 1990. Precipitation measurements and hydrology. Battan memorial and 40th anniversary of the radar meteorology. AMS, pp. 577–606.
- Kitchen, M., 1997. Towards improved radar estimates of surface precipitation rate at long range. Q. J. R. Meteorol. Soc. 123, 145–163.
- Marshall, J.S., Palmer, W.M., 1948. The distribution of raindrops with size. J. Meteorol. 5, 165–166.
- O'Hora, F., Bech, J., 2007. Improving weather radar observations using pulse-compression techniques. Meteorol. Appl. 14 (4), 389–401.
- Puigcerver, M., Alonso, S., Lorente, J., Llasat, M.C., Redaño, A., Burgueño, A., Vilar, E., 1986. Preliminary statistical aspects of rainfall rates in the North-East of Spain. Theor. Appl. Climatol. 37, 97–109.
- Rigo, T., Llasat, M.C., 2002. The use of automatic raingauges and/or meteorological radar for identifying convective rainfall. Proceedings 4th Plinius Conference on Mediterranean Storms Mallorca, Spain, 2–4 October 2002. 4 pp.
- Sánchez-Diezma, R., Sempere-Torres, D., Delrieu, G., Zawadzki, I., 2001. An Improved Methodology for ground clutter substitution based on a preclassification of precipitation types. 30th International Conference on Radar Meteorology, Munich, Germany, pp. 271–273.
- Sánchez-Diezma, R., Sempere-Torres, D., Bech, J., Velasco, E., 2002. Development of a hydrometeorological flood warning system (EHIMI) based on radar data. 2nd European Radar Conference. Copernicus Gesellschaft, Delft, Holland.
- Sempere-Torres, D., Sánchez-Diezma, R., Berenguer, M., Pascual, R., Zawadzki, I., 2003. Improving radar rainfall measurement stability using mountains returns in real time. 31 conference on Radar Meteorology- AMS, Seattle, pp. 220–221.
- Smith Jr., P.L., 1998. On the minimum useful elevation angle for weather surveillance radar scans. J. Atmos. Ocean. Technol. 15, 841–843.
- Trapero, L., Rigo, T., Bech, J., Pineda, N., Sánchez-Diezma, R., 2006. Assessing the uncertainty of quantitative precipitation estimates of the Meteorological

- Service of Catalonia weather radar network. Fourth European Conference on Radar Meteorology and Hydrology. ERAD2006-A-00278.
- Velasco-Forero, C., Sempere-Torres, D., Sánchez-Diezma, R., Cassiraga, E., Gómez-Hernández, J., 2005. Automatic methodology to merge rain-gauges and radar by kriging: effect of data source employed to compute spatial variability models. *Geophys. Res. Abstr.* 7, 10178.
- Wilson, J.W., Brandes, E.A., 1979. Radar Measurement of Rainfall — a summary. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 60, 1048–1058.
- Zawadzki, I., 1984. Factors affecting the precision of radar measurements of rain. *Preprints of the 22nd Conference on Radar Meteorology*. American Meteorological Society, Boston, Massachusetts.