

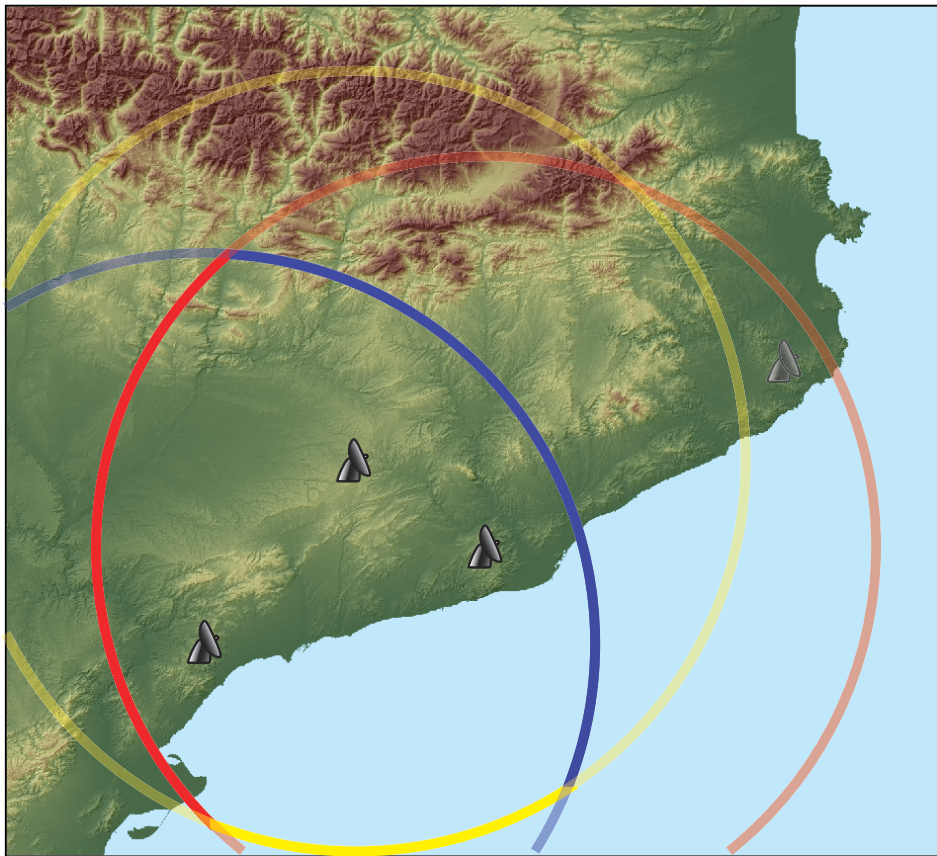
# Tractament de la incertesa en estimació i previsió de pluja amb radars meteorològics

Tesi Doctoral

Programa d'Enginyeria Civil

Universitat Politècnica de Catalunya

Octubre 2013



**Autor:** Jordi Roca Sancho

**Director:** Daniel Sempere Torres

**Codirector:** Marc Berenguer i Ferrer



**Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia**

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA



# Agraïments

Vull donar les gràcies al meu director de tesi, Daniel Sempere, per l'oportunitat de fer aquesta tesi al Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (CRAHI) i pel seu suport al llarg d'aquest període. A en Marc Berenguer, codirector de la tesi, li agraeixo tot el temps dedicat, estona per estona, i el seu entusiasme per la feina ben feta. El meu agraïment és també per a l'Isztar Zawadzki que, juntament amb en Marc Berenguer, em va guiar durant la meva estada a la Universitat de McGill, a Montréal i que des d'aleshores ha seguit aportant el seu punt de vista sempre que n'hem tingut oportunitat. Així mateix, dono les gràcies a en Geoff Pegram per la seva disponibilitat en les seves visites a Barcelona, sobretot en el començament de la tesi.

Han estat imprescindibles per aquesta tesi les dades facilitades per diverses institucions que són: l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA), el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC), l'Agència Estatal de Meteorologia (AEMET), el National Severe Storm Laboratory (NSSL) i la Universitat de McGill. Aquesta tesi no hauria estat possible sense l'ajut FPI (BES-2008-005217) atorgat pel Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO), que també va finançar la meva estada a la Universitat de McGill. A més, també agraeixo el suport de projectes de recerca i desenvolupament com: els projectes VALGPM (ESP2007-62417) i ProFEWS (CGL2010-15892) concedits pel mateix MINECO, i el projecte IMPRINTS (FP7-ENV-2008-1-226555) dependent de la Comissió Europea.



# Resum

Aquesta tesi aborda la incertesa en l'estimació i previsió de pluja amb radars meteorològics en dos sentits: la seva quantificació de manera probabilística, i la reducció dels seus efectes en les estimacions de pluja.

Una manera directa d'obtenir una quantificació de la incertesa és aproximar l'error comès en l'estimació o previsió de pluja per comparació amb una referència, i analitzar l'error. En aquesta tesi es proposen mètodes per caracteritzar estadísticament l'error en estimació i previsió de pluja amb radar meteorològics. En particular, la caracterització de l'error està enfocada a la representació de la incertesa mitjançant la generació de múltiples realitzacions de l'estimació o la previsió, de manera que cada realització sigui un possible camp de pluja. Aquests conjunts de realitzacions (*ensembles*) són fàcils d'interpretar i d'usar com a entrada en altres sistemes per a l'anàlisi de la propagació de la incertesa a través d'un sistema no lineal (per exemple models hidrològics de transformació pluja-escolament).

Al llarg del temps, els esforços per reduir la incertesa en les estimacions de pluja s'han centrat, en general, en la correcció de les observacions radar per radar, i encara no s'ha treballat a fons el potencial de les xarxes de radars actuals en les àrees cobertes per més d'un radar. En aquesta tesi es presenta un mètode per obtenir, aprofitant mesures de diversos radars sobre una mateixa zona, un camp tridimensional de reflectivitat més acurat que els dels mètodes tradicionals. Per això també s'ha desenvolupat una metodologia d'avaluació de mètodes de composició tridimensional d'observacions de radars.



# Abstract

This thesis deals with uncertainty in radar-based precipitation estimation and nowcasting in two ways: its quantification in a probabilistic manner, and its reduction in the precipitation estimates. A straightforward way to obtain a quantification of the uncertainty is approximating the error in rainfall estimates or nowcasts by comparison against a reference and analyzing the error. In this thesis methods for the error statistical characterization in both rainfall estimation and nowcasting are proposed. In particular, the error characterization is thought for the uncertainty representation by means of the generation of multiple realizations of the estimates or nowcasts, being each realization a possible rainfall field. These sets of realizations (ensembles) are easy to interpret and use as an input in other non-linear systems (for instance, rainfall-runoff hydrological models) for the analysis of the uncertainty propagation.

Through the years, the efforts to reduce the uncertainty in rainfall estimates have been devoted, in general, to the correction of radar observations for individual radars. The potential of radar networks in regions covered with several radars has not been fully exploited yet. In this thesis, we present a method to improve the estimation of 3D reflectivity fields using observations from several radars. An evaluation methodology has been also developed to compare different 3D radar mosaicking techniques.





# Índex

<b>Agraïments</b> .....	<b>1</b>
<b>Resum</b> .....	<b>3</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>5</b>
<b>Índex</b> .....	<b>7</b>
<b>Capítol 1 Introducció</b> .....	<b>9</b>
<b>1.1 Context de l'ús de radars meteorològics</b> .....	<b>9</b>
<b>1.2 Aproximació a la incertesa en l'ús de radars meteorològics</b> .....	<b>11</b>
<b>1.3 Fonts d'error en l'estimació de pluja amb radars</b> .....	<b>12</b>
1.3.1 Errors de calibratge .....	12
1.3.2 Atenuació del senyal per precipitació .....	13
1.3.3 Ecos de terra i propagació anòmala .....	13
1.3.4 Obstrucció parcial del feix.....	14
1.3.5 Degradació de la mesura amb la distància.....	14
1.3.6 Variabilitat vertical de la pluja .....	14
1.3.7 Variabilitat de la relació Z-R.....	15
<b>1.4 Les xarxes de radars en l'estimació de pluja</b> .....	<b>15</b>
<b>1.5 Fonts d'error en la previsió de pluja amb radars</b> .....	<b>16</b>
<b>1.6 Antecedents de la tesi</b> .....	<b>17</b>
<b>1.7 Objectius de la tesi</b> .....	<b>18</b>
<b>1.8 Sinopsi de la tesi</b> .....	<b>18</b>
<b>Capítol 2 Caracterització de l'error en l'estimació de pluja amb radars</b> .	<b>21</b>
<b>2.1 Introducció</b> .....	<b>21</b>
<b>2.2 Dades</b> .....	<b>22</b>
<b>2.3 Caracterització de l'error en estimació de pluja amb radars</b> .....	<b>24</b>
2.3.1 Definició de l'error .....	24
2.3.2 Distribució de l'error .....	25
2.3.3 Correlació espacial i temporal de l'error .....	27
<b>2.4 Generació d'ensembles de camps de pluja</b> .....	<b>30</b>
<b>2.5 Conclusions i discussió</b> .....	<b>32</b>
<b>Capítol 3 Caracterització de l'error en la previsió de pluja amb radars</b> ..	<b>35</b>
<b>3.1 Introducció</b> .....	<b>35</b>
<b>3.2 Dades utilitzades</b> .....	<b>36</b>
3.2.1 Dades de radars .....	36
3.2.2 Una visió general de MAPLE.....	38

<b>3.3 L'error en previsió de pluja amb MAPLE .....</b>	<b>38</b>
3.3.1 Definició de l'error en els camps de pluja previstos amb MAPLE .....	39
3.3.2 Distribució de l'error .....	40
3.3.3 Anàlisi d'escales .....	52
3.3.4 Autocorrelació temporal de l'error .....	54
<b>3.4 Conclusions i discussió.....</b>	<b>58</b>
<b>Capítol 4 Mètode invers per obtenir camps 3D de reflectivitat a partir de diversos radars.....</b>	<b>61</b>
<b>4.1 Introducció .....</b>	<b>61</b>
<b>4.2 Configuració de l'experiment.....</b>	<b>62</b>
4.2.1 Dades utilitzades .....	62
4.2.2 Mètodes existents de composició 3D .....	65
<b>4.3 Metodologia proposada .....</b>	<b>67</b>
4.3.1 Plantejament del mètode invers .....	67
4.3.2 Simulació del mostreig de l'atmosfera amb radars .....	67
4.3.3 Model de l'atenuació .....	68
4.3.4 Aplicació del mètode invers .....	69
<b>4.4 Anàlisi dels camps obtinguts.....</b>	<b>69</b>
4.4.1 Cas del 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC .....	70
4.4.2 Cas del 4 de febrer de 2010 a les 1430 UTC .....	78
<b>4.5 Conclusions i discussió.....</b>	<b>82</b>
<b>Capítol 5 Avaluació de tècniques de composició 3D de reflectivitat .....</b>	<b>85</b>
<b>5.1 Introducció .....</b>	<b>85</b>
<b>5.2 Dades utilitzades .....</b>	<b>86</b>
<b>5.3 Exemple del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC .....</b>	<b>88</b>
<b>5.4 Avaluació.....</b>	<b>92</b>
5.4.1 Estadístics .....	92
5.4.2 Distribucions de la reflectivitat .....	95
5.4.3 Anàlisi d'escales .....	97
<b>5.5 Conclusions .....</b>	<b>100</b>
<b>Capítol 6 Conclusions generals .....</b>	<b>103</b>
<b>6.1 Resum.....</b>	<b>103</b>
<b>6.2 Resultats i contribucions de la tesi .....</b>	<b>104</b>
<b>6.3 Línies d'investigació obertes .....</b>	<b>105</b>
<b>Referències .....</b>	<b>109</b>
<b>Annex.....</b>	<b>119</b>
<b>Acrònims i sigles.....</b>	<b>121</b>

# Capítol 1 Introducció

## 1.1 Context de l'ús de radars meteorològics

La informació meteorològica està incorporada en la vida quotidiana de la nostra societat. Sigui a través d'internet, la ràdio, o la televisió, un 70% de la gent de l'Estat espanyol s'informa habitualment sobre el temps segons una enquesta del Centro de Investigaciones Sociológicas (CIS, 2011). A més, el 75% de la gent afirma que la informació del temps és molt o bastant important per a la nostra societat. La pluja en particular és el fenomen meteorològic que havia despertat més interès en els dotze mesos anteriors a l'enquesta. D'acord amb això, les pàgines web dels serveis meteorològics són de les més visitades de l'administració pública, i en particular destaquen els accessos als visors del camp de precipitació en temps real obtinguts a partir d'informació de radars [vegeu, per exemple, les notes de premsa de la Generalitat de Catalunya (GENCAT, 2008) o del Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente (MAGRAMA, 2012)]. L'interès per la pluja es pot explicar en part perquè en general la pluja afecta més a les activitats diàries que altres fenòmens meteorològics com els canvis de temperatura o el vent i en part perquè està associada a les inundacions que són l'amenaça d'origen natural més rellevant en el nostre territori. L'Agència Europea del Medi Ambient (EEA, 2010) va quantificar que la major part dels desastres d'origen natural a Europa que van passar entre el 1998 i el 2009 van ser provocats per tempestes i inundacions, i a més van ser els que van comportar més pèrdues econòmiques. En aquest sentit, els estats de la Unió Europea estan desenvolupant plans de gestió del risc d'inundacions d'acord amb la Directiva 2007/60/EC del Parlament Europeu. Pel que fa a les inundacions sobtades (aquelles que es donen per pluja molt intensa en un curt període de temps en conques petites) es considera que la manera més efectiva de mitigar-ne els efectes és millorar la previsió de pluja i els sistemes d'alerta primerenca (EEA, 2010).

Els radars meteorològics contribueixen substancialment als sistemes d'alerta primerenca en combinació amb models hidrològics distribuïts (e.g. Sempere-Torres et al., 2012; Alfieri et al., 2012; Berne i Krajewski, 2013). Els models hidrològics distribuïts es beneficien d'informació distribuïda espacialment com la topografia o els usos del sòl per simular la dinàmica dels processos hidrològics; i necessiten que la pluja, com a variable d'entrada, sigui també

espacialment distribuïda per poder generar simulacions realistes de la resposta de la conca. Les estimacions de pluja amb radars meteorològics permeten obtenir camps de pluja que cobreixen contínuament el territori amb una resolució espacial i temporal molt superior a les estimacions de pluja a partir de xarxes de pluviòmetres. Els productes operacionals d'acumulació o intensitat de pluja a partir de radars solen tenir una resolució espacial d'entre 1 i 4 km i una resolució temporal d'entre 5 minuts i 1 hora (o resolucions més baixes). Així la informació radar té un alt potencial per a la modelització i previsió d'inundacions sobtades en contraposició a la informació molt més dispersa de pluviòmetres (vegeu Berenguer et al., 2005; Vivoni et al., 2006; Collier, 2007). La informació radar és rellevant en hidrologia també per altres aspectes com l'anàlisi de la dinàmica i la variabilitat d'episodis de pluja extrems o la gestió de l'aigua en entorns urbans (e.g. Sempere-Torres et al., 1999, Bouilloud et al., 2010).

Els radars meteorològics també són una eina important en la previsió de pluja a curt termini [vegeu, per exemple, Wilson et al. (1998), Germann i Zawadzki (2002) o Vasiloff et al. (2007) i referències incloses]. A partir dels camps de pluja obtinguts amb radars s'han desenvolupat sistemes de previsió de pluja a molt curt termini basats en les observacions més recents. A grans trets, es tracta d'extrapolar els camps de pluja observats assumint que durant un període de temps curt els canvis en el camp de pluja es redueixen al moviment del camp, i que el moviment del futur immediat serà el mateix que el del passat immediat. No podem esperar que aquesta hipòtesi es compleixi a llarg termini, però per a temps de previsió curts aquests sistemes poden ser de gran utilitat. D'altra banda, hi ha sistemes especialitzats en la detecció i seguiment de nuclis convectius a partir de dades radar (vegeu, per exemple, Pierce et al., 2004) i també que a més exploten la informació sobre llamps presents en les tempestes (vegeu Soula, 2009; Rigo et al., 2010).

Les estimacions de pluja amb radars meteorològics també poden contribuir a les previsions dels models numèrics de previsió meteorològica (NWP per les seves sigles en anglès). Els models NWP es fonamenten en sistemes d'equacions diferencials formulats en base a les lleis físiques que regeixen el comportament de l'atmosfera; i s'utilitzen per simular l'evolució futura de les variables meteorològiques que determinen l'estat de l'atmosfera (entre elles la precipitació). Per tal de preveure l'evolució futura de l'atmosfera, cal conèixer-ne l'estat actual tan bé com es pugui. Per això abans d'iniciar les simulacions, hi ha un procés d'assimilació de dades que consisteix en incorporar el màxim d'observacions meteorològiques (procedents d'estacions meteorològiques, radiosondejos,...) per descriure l'estat actual de l'atmosfera. En aquest procés és on les observacions de radars meteorològics poden aportar informació d'alta resolució, en diferents altituds i sobre dominis grans. Hi ha diverses tècniques d'assimilació de dades radar i algunes estan implementades operacionalment [vegeu, entre altres, Lindskog et al. (2004), Sun et al. (2005), Montmerle i Faccani (2009)].

Les múltiples aplicacions dels radars meteorològics han impulsat el desplegament de xarxes de radars en molts països desenvolupats i en vies de desenvolupament. A Europa moltes administracions estatals i regionals mantenen les seves pròpies xarxes de radars; i darrerament s'estan fent esforços per homogeneïtzar i compartir les dades de les diferents xarxes i així

treure'n partit conjuntament (vegeu el projecte OPERA: [www.knmi.nl/opera](http://www.knmi.nl/opera); Huuskonen et al., 2012).

Les diferents aplicacions dels radars meteorològics s'han beneficiat enormement de l'evolució de les tecnologies de la informació i la comunicació. A tall d'exemple, l'augment continuat de la capacitat dels ordinadors ha permès l'ús dels models numèrics de previsió meteorològica (e.g. Lynch, 2008), així com l'emmagatzematge i la gestió de grans quantitats de dades radar; també l'extensió de l'ús d'informació georeferenciada és rellevant per a la modelització hidrològica i el suport a la presa de decisions, i finalment internet ha permès la immediatesa en la transmissió de dades per a les aplicacions i també la difusió de productes radar al gran públic.

## 1.2 Aproximació a la incertesa en l'ús de radars meteorològics

Malgrat els avenços tecnològics i científics, encara hi ha un grau d'incertesa significatiu en l'estimació de pluja amb radars meteorològics. En els diversos usos dels radars meteorològics cal reconèixer i analitzar la incertesa de maneres útils, ja sigui per a la presa de decisions [com en els sistemes d'alerta primerenca d'inundacions sobtades (e.g. Zappa et al., 2011; Alfieri et al., 2012)], per un ús adequat de la informació [en processos com l'assimilació de dades (e.g. Berenguer i Zawadzki, 2008)], o bé per conjeturar maneres de reduir la magnitud d'aquesta incertesa.

La gestió de la incertesa és un repte en moltes activitats humanes que involucren la modelització de processos naturals, tecnològics o socials. Walker et al. (2003) proposen una formalització de la incertesa enfocada a la presa de decisions. Entre d'altres consideracions, proposen distingir tres dimensions de la incertesa: la localització de la incertesa (a quina part de la modelització es manifesta la incertesa), el nivell d'incertesa (en quin grau entre la ignorància absoluta i el coneixement determinista es troba la incertesa) i la naturalesa de la incertesa (fins a quin punt la incertesa és causada per la variabilitat inherent del procés o bé pel nostre desconeixement). En la dimensió de la naturalesa de la incertesa la frontera entre les dues categories, incertesa de la variabilitat inherent i incertesa epistèmica (atribuïble només a la ignorància), no sempre és clara, sovint depèn del camp concret i de l'estat del coneixement en aquell camp.

La incertesa epistèmica seria l'extrem de la imperfecció del coneixement del procés modelitzat i, en principi, podria ser reduïda amb més recerca. Això inclouria limitacions dels dispositius de mesura, dades de mala qualitat, processos negligits o tractats de manera inadequada en el model, comprensió limitada dels processos, errors en les condicions inicials i de contorn... La incertesa causada per la variabilitat inherent dels processos o fenòmens descrits és per definició irreductible. La porositat d'un estrat del sòl, la temperatura en la superfície de la Terra, o la intensitat de pluja en una regió, són exemples de fenòmens que varien de manera complexa en l'espai i el temps. Quan el grau de desordre és prou alt, és preferible fer servir models probabilístics com els camps aleatoris enlloc de deterministes (Vanmarcke, 1983).

La importància de la incertesa en meteorologia ha anat creixent al llarg del temps. Des de la segona meitat del segle XX s'ha estès l'ús de conjunts de simulacions (*ensembles*) en els

models NWP per representar la incertesa en les condicions inicials (vegeu Kalnay, 2003). Aquests conjunts, obtinguts usualment pertorbant les condicions inicials i de contorn, milloren el pronòstic a partir de la mitjana de les simulacions (assumint que les parts més “incertes” de les simulacions tendiran a compensar-se les unes amb les altres) i també poden proporcionar una estimació de la fiabilitat del pronòstic a partir de la variabilitat de les simulacions. La propagació de la incertesa en models hidrològics i meteorològics és tema d'actualitat en la comunitat radar [vegeu Rossa et al., (2011) i les referències incloses]. La incertesa en les estimacions de pluja és una qüestió rellevant per a l'assimilació de dades (e.g. Bouttier i Courtier, 1999; Errico et al., 2000) per tenir en compte la fiabilitat de les estimacions i les interdependències entre elles, així com la propagació a través de sistemes no lineals (per exemple en la previsió de cabals). En els últims anys, la incertesa en les estimacions de pluja amb radars meteorològics s'ha estudiat utilitzant conjunts de simulacions (Lee et al., 2007; Llord et al., 2008; Germann et al., 2009; Villarini et al. 2009; Pegram et al., 2011), enfocament que permet analitzar fàcilment la propagació de la incertesa en els models hidrològics (Borga et al., 2006; Germann et al., 2009; Zappa et al., 2011; Fundel i Zappa, 2011; Quintero et al., 2012). Així, la gestió del risc d'inundacions ha de tenir en compte les estimacions de pluja amb radars i la seva incertesa (e.g. Sempere-Torres, 2007); i en aquest sentit, s'ha identificat la necessitat de facilitar l'ús de la informació científica, i per tant, de la incertesa, per a la presa de decisions [vegeu, per exemple, el projecte IMPRINTS: [www.imprints-fp7.eu](http://www.imprints-fp7.eu), Morss et al. (2005) o Sempere-Torres et al. (2012)].

### **1.3 Fonts d'error en l'estimació de pluja amb radars**

L'estimació de pluja amb radars meteorològics està afectada per diverses fonts d'error, moltes d'elles identificades des de fa temps (vegeu Zawadzki, 1984; Joss i Waldvogel, 1990) però encara rellevants. Aquestes fonts afecten les mesures de pluja de manera simultània i interactuen entre elles. A continuació fem un breu resum d'algunes d'elles, per una explicació més detallada o exhaustiva es pot consultar, entre d'altres, Sánchez-Diezma (2001), Germann et al. (2006), Delrieu et al. (2009) o Villarini i Krajewski (2010).

#### **1.3.1 Errors de calibratge**

El calibratge d'un radar meteorològic és el procés pel qual la potència retornada al radar és relacionada amb la reflectivitat en termes quantitatius. Els errors de calibratge són provocats per canvis en les característiques del sistema a causa del desgast dels diferents components o canvis en la temperatura entre d'altres. Aquests errors afecten les mesures de reflectivitat de manera constant per a tot el domini. Els ajustos de calibratge es poden fer per comparació amb blancs de reflectivitat coneguda com globus esfèrics, utilitzant el terreny com a referència (e.g. Sempere-Torres et al., 2003), o bé fent servir el sol com a font d'ones electromagnètiques. També s'utilitzen estimacions de pluja procedents de pluviòmetres o disdròmetres [vegeu Atlas (2002) o Lee i Zawadzki (2006)]. Malgrat les múltiples propostes existents, no s'ha identificat un

mètode de calibratge clarament millor que els altres en termes de qualitat i de cost alhora (Manz et al., 2000).

### 1.3.2 Atenuació del senyal per precipitació

L'atenuació per la precipitació és la reducció de potència del senyal del radar a causa de l'absorció i dispersió de l'energia per part dels hidrometeors. L'atenuació en un punt depèn de la longitud d'ona del radar, de la temperatura i de la intensitat de pluja al llarg del camí entre el radar i el punt observat. Així, els radars de longitud d'ona més curta, de banda C -al voltant de 5 cm de longitud d'ona- i sobretot de banda X -al voltant de 3 cm de longitud d'ona-, estan clarament més afectats per l'atenuació que els de banda S -al voltant de 10 cm de longitud d'ona- [vegeu un exemple de comparació a Delrieu et al. (2000)]. Hitschfeld i Bordan (1954) presentaren una solució analítica que obté la intensitat de pluja no atenuada a partir dels valors de reflectivitat atenuada. L'inconvenient d'aquest mètode és que és molt inestable respecte petits errors en les observacions. L'ús d'una referència distant al radar permet estabilitzar l'algoritme com ja va proposar Klett (1981) per a mesures de lidar [les solucions en aquest camp han estat estudiades i millorades al llarg del temps així com els seus errors; vegeu, per exemple, Rocadenbosch et al. (1999; 2012)]. En estimació de pluja s'ha proposat diverses opcions com a referència com ara el terreny en condicions de cel clar (Delrieu et al., 1997; Vignal et al., 2003; Berenguer, 2006), un punt amb la pluja no atenuada coneguda o la superfície de la Terra en el cas de radars embarcats en satèl·lits (Marzoug i Amayenc, 1994; Meneghini et al., 2004). Uijlenhoet i Berne (2008) van comparar, en un entorn de simulació estocàstica, els esquemes de Hitschfeld i Bordan (1954) i el de Marzoug i Amayenc (1994) i el segon és el que va obtenir més bons resultats. Amb la introducció progressiva dels radar polarimètrics, s'ha estès l'ús de la relació pràcticament lineal entre l'atenuació específica i la fase diferencial específica per a la correcció de l'atenuació (e.g. Testud et al., 2000; Bringi et al., 2001; Gourley et al., 2007; Vulpiani et al., 2008, Snyder et al., 2010).

### 1.3.3 Ecos de terra i propagació anòmala

Els ecos de terra són mesures de reflectivitat causades per la intercepció del feix del radar per part del terreny, que si no s'identifiquen s'interpreta que hi ha pluja allà on no n'hi ha. En condicions atmosfèriques mitjanes els ecos de terra solen ser provocats per edificis o turons a distàncies curtes, i muntanyes altes en àrees llunyanes al radar (ja que l'alçada del feix augmenta amb la distància). En certes condicions atmosfèriques (per exemple en situacions d'inversió tèrmica) el feix es pot desviar fins a arribar a trobar-se amb la superfície a grans distàncies del radar, en aquests casos parlem de situacions de propagació anòmala. Les condicions de propagació anòmala es poden seguir amb informació externa com ara dades de satèl·lit, observacions meteorològiques de radiosondatges del passat recent o fins i tot preveure amb models numèrics de previsió meteorològica (e.g. Bech et al., 2007).

Per detectar i excloure ecos de terra s'utilitza informació de la velocitat Doppler (per detectar ecos de terra fixos; e.g. Serafin i Wilson, 2000), i també algoritmes aplicats després del processat del senyal amb criteris heurístics (vegeu Steiner i Smith, 2002) o basats en tècniques

més complexes com la lògica difusa (Berenguer et al., 2006; Hubbert et al. 2009) o les xarxes neuronals (e.g. Lakshmanan et al., 2007). Específicament per a ecos de terra fixos, es poden utilitzar mapes d'ecos de terra obtinguts en situació de cel clar o bé simular-los a partir de mapes digitals del terreny (vegeu Delrieu et al., 1995; Archibald, 2000).

#### **1.3.4 Obstrucció parcial del feix**

Si un obstacle no intercepta completament el feix sinó que només ho fa parcialment, es podran obtenir mesures de reflectivitat corresponents a més enllà de l'obstacle, però seran subestimades ja que una part de l'energia haurà estat absorbida i/o reflectida per l'obstacle. Es poden evitar intercepcions si el radar se situa a prou alçada, però d'aquesta manera no es detecten els sistemes de precipitació de poc desenvolupament vertical que passen per sota de l'elevació més baixa.

Per triar la localització de nous radars, Pellarin et al. (2002) introdueixen el concepte de "visibilitat hidrològica" que avalua la qualitat de les estimacions de pluja d'un radar concret sobre una conca donada a partir de simulacions numèriques de les mesures del radar. També s'ha proposat situar el radar en un lloc elevat i fer servir elevacions negatives (que apuntin "cap avall") per detectar sistemes de precipitació a altituds baixes (Brown et al., 2007). Les zones afectades per la obstrucció parcial del feix poden ser reconstruïdes extrapolant els valors d'elevacions més altes (no afectades) a partir del perfil vertical de reflectivitat (VPR per les sigles en anglès) o bé aplicant un factor d'ocultació als valors mesurats obtingut amb simulacions numèriques (vegeu Delrieu et al., 1995; Tabary 2007).

#### **1.3.5 Degradació de la mesura amb la distància**

Conforme el feix del radar es va allunyant del radar, el volum de mostreig és més gran i es troba més amunt. Això fa que les mesures vagin perdent qualitat amb la distància per diferents motius. Primer, en trobar-se el feix més amunt, les mesures es prenen més lluny del nostre fenomen d'interès que és la pluja a nivell de superfície. Després, com que el volum de mostreig creix, si arriba a un punt que és molt més gran que la resolució del producte de pluja a nivell de superfície que volem obtenir, aleshores les mesures a aquella distància no serveixen per a tal producte. I, lligat amb això, com que la mesura de reflectivitat és una mitjana en el volum de mostreig ponderada per la distribució de potència en el feix (vegeu Sánchez-Diezma, 2001; Llord, 2010), no es poden reflectir els gradients a l'interior del volum. Així, si hi ha pluja intensa concentrada en una part del volum de mostreig, pot no ser detectada en la mesura. La degradació de la mesura amb la distància s'ha estudiat en diversos radars (e.g. Young et al., 1999; Ciach et al. 2007).

#### **1.3.6 Variabilitat vertical de la pluja**

Els radars mesuren la reflectivitat a certa alçada –que augmenta amb la distància- i pot ser que no sigui representativa de la pluja a nivell de superfície, que és el nostre fenomen d'interès, per la variabilitat pròpia de la precipitació amb l'alçada. Fenòmens com l'evaporació, la



coalescència, o les diferents fases de la precipitació contribueixen a aquesta variabilitat vertical. En particular, un efecte conegut del canvi d'estat (de sòlid a líquid) de la precipitació és la "banda brillant", un increment dels valors de reflectivitat al voltant de la isoterma de 0° C (vegeu Fabry i Zawadski, 1995). Això porta a una clara subestimació de la pluja a llarga distància (on el feix del radar està per sobre la banda brillant) i a una clara sobreestimació a mitjana distància (on el feix intercepta la banda brillant). S'han desenvolupat diversos algorismes per estimar la pluja a nivell de superfície tenint en compte l'estructura vertical de les mesures radar i la seva variabilitat (e.g. Sánchez-Diezma et al., 2000; Vignal et al., 2000; Bellon et al., 2007; Franco, 2008). Hi ha altres efectes de la variabilitat vertical com per exemple, la detecció de pluja en alçada que no arriba al terra o la no detecció de convecció amb poc desenvolupament vertical en alçada perquè la primera elevació se situa més amunt.

### 1.3.7 Variabilitat de la relació Z-R

Finalment, cal transformar els valors de reflectivitat ( $Z$ ) mesurats amb radars en intensitat de pluja ( $R$ ). Aquestes dues variables es poden expressar com a moments de la distribució dels tamanys de les gotes (DSD). Això permet aproximar la relació entre les dues variables per una llei de potències  $Z = aR^b$  amb uns paràmetres  $a, b$  preestablerts (vegeu Sempere-Torres et al., 1994). La incertesa en aquesta llei de potències està molt lligada a la variabilitat de la DSD, i té efectes en les estimacions de pluja resultants (vegeu Uijlenhoet et al., 2003; Lee and Zawadzki, 2005). Per contrarestar aquesta variabilitat s'ha proposat classificar els ecos segons el tipus de pluja per aplicar diferents relacions Z-R (e.g. Sempere-Torres et al., 1999, 2000; Sánchez-Diezma, 2001).

## 1.4 Les xarxes de radars en l'estimació de pluja

L'alt potencial dels radars meteorològics ha estat reconegut arreu del món i per això en molts països s'han anat desenvolupant xarxes de radars. En són exemples la xarxa ARAMIS a França (Tabary, 2007), la xarxa CASA als Estats Units (vegeu, per exemple, McLaughlin et al., 2009) o la xarxa BALTRAD al nord d'Europa (Michelson et al., 2012). Les xarxes de radars cobreixen grans territoris, de manera que poden registrar sistemes de precipitació des de la seva iniciació fins a l'extinció que amb l'abast un sol radar serien impossibles de seguir. A més, a les zones cobertes per més d'un radar, fonts d'error com el bloqueig del feix, la degradació de la mesura amb la distància o l'atenuació causada per pluja intensa poden ser tractades utilitzant la informació de diversos radars alhora (e.g. Zhang et al., 2005; Chandrasekar i Lim, 2008). En contextos operacionals, les estimacions de pluja de xarxes de radars solen basar-se en la selecció de l'estimació d'un dels radars en cada punt. D'aquesta manera, s'obtenen composicions amb criteris com el del valor observat màxim, l'observació del radar més proper o l'observació més propera a la superfície (Michelson et al., 2000). Aquests tres criteris ja dibuixen una determinada aproximació per intentar evitar, respectivament, errors causats per l'atenuació, els errors associats a la distància o a l'altitud. S'han desenvolupat també, sistemes més complexos de composició basats en la combinació d'observacions de diversos radars,

sigui a partir de mitjanes ponderades per la distància (Zhang et al., 2005) o bé fent servir índexs de qualitat (per exemple Fornasiero et al., 2006; Friedrich et al., 2006; Peura i Koistinen, 2007) que requereix una definició a priori de descriptors de qualitat per cada observació i una combinació de les observacions basada en aquests (típicament una mitjana ponderada per la qualitat o pel criteri de màxima qualitat).

Les xarxes de radars comporten altres dificultats a més de les pròpies dels radars per separat (Lakshmanan et al., 2006) com que les dades de diferents radars no són homogènies. Hi ha característiques dels radars que poden ser diferents, com per exemple, els angles d'elevació mostrejats o les resolucions espacials dels camps obtinguts. Així en combinar dades de radars diferents hi ha d'haver una tasca d'homogeneïtzació. Lligat amb això hi ha dificultat de la sincronització dels rellotges dels radars, és a dir, que l'hora exacta assignada a un camp sigui la mateixa pels diferents radars. Fins i tot si els rellotges dels radars estan perfectament sincronitzats, rarament dos radars prendran mesures en el mateix lloc al mateix moment ja que la posició relativa a aquest lloc serà diferent i cada radar necessita un temps per fer l'escombrat complet. De fet, en un mateix radar, la diferència temporal entre elevacions pot ser de 5 minuts per als radars de la xarxa del Servei Meteorològic de Catalunya. En combinacions directes d'observacions de diferents radars, les diferències temporals ocasionen errors espacials. Com expliquen Lakshmanan et al. (2006), les mesures han de ser desplaçades de manera que se sincronitzin unes amb les altres.

## 1.5 Fonts d'error en la previsió de pluja amb radars

En la previsió de pluja a molt curt termini, la tècnica de l'extrapolació lagrangiana obté millors resultats que les tècniques que utilitzen models NWP (e.g. Wilson et al., 2010). Consisteix en 1) estimar el camp de moviment de la precipitació a partir de les observacions del passat recent i després 2) aplicar el camp de moviment a l'observació més recent per obtenir el camp de precipitació que s'esdevindria en el futur immediat si el moviment fos l'únic canvi que afectés la precipitació..

En general, els sistemes de precipitació d'escales més grans evolucionen més a poc a poc que els d'escales petites, fet que els fa més predictibles (e.g. Germann et al., 2002). Aquesta relació ha permès optimitzar els sistemes de previsió de pluja amb radars filtrant les escales més impredecibles (vegeu Seed, 2003; Turner et al., 2004; Berenguer et al., 2005).

Les fonts d'error en la previsió es poden separar en els errors en el camp de moviment i els corresponents a l'evolució temporal de la precipitació (creixement i decreixement). Els errors en el camp de moviment inclouen els errors de la metodologia que s'utilitzi per a estimar el camp de moviment a partir de les observacions recents, així com els errors que es deriven dels canvis que hi hagi en el camp de moviment futur respecte el del passat recent (no-estacionarietat). L'evolució temporal de la precipitació es refereix tots aquells canvis en la intensitat de pluja no atribuïbles al moviment, en els que s'inclou la iniciació i l'extinció de pluja. Germann et al. (2006) van trobar que l'evolució de la intensitat de pluja no associada al

moviment (creixement i decreixement) és la font d'error principal mentre que l'estimació del camp de moviment, per bé que no és negligible, queda en segon terme. Radhakrishna et al. (2012) fan un anàlisi dels camps de creixement i decreixement i troben, entre altres, que la seva predictibilitat també augmenta amb l'escala, tot i que la seva evolució és molt més ràpida que la dels camps de pluja pròpiament dits.

## 1.6 Antecedents de la tesi

En el Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia (CRAHI) ja s'han dut a terme diverses tesis en el marc de l'estimació quantitativa de pluja amb radars meteorològics i el seu ús hidrològic:

- Sánchez-Diezma (2001) va estudiar les fonts d'error en l'estimació de pluja amb radars centrants-se en les relacionades amb el relleu, la distància al radar i la transformació Z-R, i va estudiar-ne l'impacte hidrològic.
- Corral (2004) va analitzar l'interès d'utilitzar estimacions de pluja obtingudes amb radars en modelització hidrològica, va proposar el model hidrològic distribuït DiCHiTop i el va implementar a la conca del riu Besòs.
- Berenguer (2006) va proposar algorismes per reduir l'efecte de fonts d'error com els ecos de terra i la propagació anòmala, l'atenuació del senyal per precipitació i també va implementar una tècnica de previsió de pluja a molt curt termini amb finalitats hidrològiques.
- Franco (2008) va estudiar els efectes del perfil vertical de reflectivitat en les estimacions de pluja i va proposar algorismes de classificació de tipus de pluja i estimació de pluja a nivell de superfície.
- Velasco-Forero (2009) va proposar un algorisme per obtenir estimacions de pluja basat en la combinació de camps de pluja radar i registres de pluviòmetres.
- Llord (2010) va estudiar l'estructura de la pluja i la incertesa en les estimacions de pluja amb radars meteorològics tant embarcats en satèl·lit com instal·lats a nivell de superfície.
- Quintero (2011) va analitzar la incertesa associada a la modelització hidrològica centrants-se en la que té origen en les mesures de pluja i la que prové de l'estimació de paràmetres del model.

Aquesta tesi neix i creix en el marc construït per tots aquests treballs i el funcionament diari del centre. El treball desenvolupat en aquesta tesi continua en el tractament de la incertesa en estimació de pluja iniciat per Llord (2010) i Quintero (2011) i l'amplia a la previsió de pluja a molt curt termini; d'altra banda, proposa un pas endavant en la millora dels algorismes d'estimació de pluja amb radars (Sánchez-Diezma, 2001; Berenguer, 2006; Franco, 2008) explotant el fet de disposar de diversos radars cobrint el mateix territori, enlloc de centrar-se en la informació de cada radar per separat.

## 1.7 Objectius de la tesi

Aquesta tesi aborda la incertesa en l'estimació i previsió de pluja amb radars meteorològics en dos sentits: la seva quantificació de manera probabilística, i la reducció dels seus efectes en les estimacions de pluja. Els dos objectius de la tesi s'emmarquen en aquests dos punts de vista.

La quantificació de la incertesa és interessant tant per la informació que aporta a les estimacions o previsions en si mateixes com per estudiar els seus efectes en altres sistemes que tinguin aquestes estimacions o previsions com a entrades (per exemple models hidrològics de transformació pluja-escolament). Una manera directa d'obtenir-la és aproximar l'error comès en l'estimació o previsió de pluja amb una referència, i analitzar l'error.

El primer objectiu de la tesi és proposar mètodes per caracteritzar estadísticament l'error en estimació i previsió de pluja amb radar meteorològics. Tals mètodes han de permetre quantificar i representar la incertesa de manera probabilística. En particular, l'enfocament que adoptem aquí per a la representació la incertesa és el de la generació de múltiples realitzacions de l'estimació o la previsió, de manera que cada realització sigui un possible camp de pluja. Aquests conjunts (*ensembles*) de realitzacions són fàcils d'interpretar i d'usar com a entrada en altres sistemes per a l'anàlisi de la propagació de la incertesa a través d'un sistema no lineal.

Els esforços per reduir la incertesa en les estimacions de pluja s'han centrat, en general, en la correcció de les observacions radar per radar, i encara no s'ha treballat a fons el potencial de les xarxes de radars actuals en les àrees cobertes per més d'un radar.

El segon objectiu de la tesi és proposar un mètode que, aprofitant mesures de diversos radars sobre un mateix punt, obtingui un camp tridimensional de reflectivitat més acurat que els dels mètodes tradicionals. Per això s'ha desenvolupat una metodologia d'avaluació de mètodes de composició tridimensional d'observacions de radars.

## 1.8 Sinopsi de la tesi

Aquest document s'organitza de la manera següent:

En el Capítol 2 es presenta una metodologia de caracterització de l'error en estimació de pluja amb un radar a prop de Barcelona. La caracterització té en compte la distribució de l'error i la seva correlació espacial i temporal. També es proposa una tècnica de simulació per reproduir les característiques de l'error en camps aleatoris que permet la representació de la incertesa en estimació de pluja mitjançant *ensembles* de camps de pluja.

El Capítol 3 és fruit de la col·laboració amb el Radar Group de la Universitat de McGill, Montréal. És el treball realitzat en una estada allà dedicada a entendre els errors de les previsions de pluja amb la tècnica de l'extrapolació lagrangiana. En el Capítol s'exposa una metodologia de caracterització de l'error en previsió de pluja a molt curt termini aplicada a un extens territori dels Estats Units d'Amèrica. En la caracterització es considera la dependència de l'error en factors rellevants per a la pluja com la localització geogràfica (de la que depenen els diferents règims de pluja) o l'hora del dia (indicador del cicle diürn de la precipitació).

El Capítol 4 tracta d'obtenir el millor camp de reflectivitat possible reduint els efectes de l'atenuació per pluja o els errors associats amb la distància al radar. Aquí es proposa un

mètode invers per obtenir camps tridimensionals de reflectivitat a partir de les observacions de diversos radars. S'aplica el mètode en dos casos d'estudi característics amb dos radars de la xarxa de radars del Servei Meteorològic de Catalunya. Els resultats se sotmeten a proves de consistència en comparació amb mètodes tradicionals.

En el Capítol 5 s'explica una metodologia d'avaluació de tècniques de composició tridimensional de reflectivitat que es basa en l'ús d'informació d'un radar extern a la composició. S'aplica la metodologia a un episodi de pluja registrat per dos radars de l'SMC i s'utilitza com font d'informació independent les observacions d'un radar de l'AEMET (Agència Estatal de Meteorologia).

Les conclusions de la tesi i les línies d'investigació obertes s'inclouen en el Capítol 6.



# Capítol 2 Caracterització de l'error en l'estimació de pluja amb radars

## 2.1 Introducció

Les estimacions de pluja amb radars estan afectades per diverses fonts d'error inherents al procés de mesura (com explica Zawadzki, 1984). Al llarg dels anys, s'han dedicat molts esforços a analitzar i reduir els seus efectes (vegeu Sánchez-Diezma, 2001; Germann et al., 2006; Villarini i Krajewski, 2010). Malgrat això, les estimacions de pluja amb radars encara tenen associat un grau d'incertesa significatiu. L'estudi d'aquesta incertesa restant és rellevant per entendre el seu efecte en els usos de les estimacions de pluja amb radars, com ara la combinació amb estimacions de pluja d'altres instruments, l'assimilació en models numèrics de previsió meteorològica (vegeu Errico et al. 2000; Xu et al., 2007) o el seu ús en models hidrològics per a la previsió de cabals (e.g. Berenguer et al., 2005; Germann et al., 2009; Schröter et al., 2011; McMillan et al., 2011).

Germann et al. (2009) distingeixen dues aproximacions a l'anàlisi de la incertesa: 1) l'ús d'una font independent d'informació –com una xarxa de pluviòmetres- com a referència, és a dir, estimar la incertesa quantificant la discrepància entre l'estimació obtinguda amb radars i la referència (vegeu Ciach et al., 2007; Llorc et al., 2008; Germann et al., 2009; Kirstetter et al., 2010; Llorc, 2010); i 2) la simulació de la incertesa associada a cada font d'error per separat mitjançant models físics i/o dades empíriques (e.g. Bellon et al., 2005; Lee et al., 2007) i estudiar les seves interaccions (com Berenguer i Zawadzki, 2008, 2009). Aquí seguim la primera aproximació ja que proporciona una estimació de la incertesa total i evita sofisticacions com l'estudi de la covariància entre les diferents fonts d'error.

Així, en aquest capítol presentem una metodologia per a la caracterització estadística de l'error. Prenem els camps de pluja estimats amb un radar i els comparem amb camps de pluja de referència (obtinguts combinant dades de pluviòmetres i radar) produint així estimacions de l'error. A partir de les estimacions de l'error obtenim una caracterització de la distribució i la correlació espaciotemporal de l'error.

Una manera de representar la incertesa en estimacions de pluja és la generació de conjunts de possibles realitzacions (*ensembles*) de pluja on cada possible realització té assignada la mateixa probabilitat. Aquestes realitzacions ens permeten fer una estimació probabilística de la pluja, és a dir, extreure probabilitats de superació de llindars, intervals de certs percentils,... a part d'obtenir els valors de pluja esperats. A més les múltiples realitzacions de pluja poden ser fàcilment utilitzades en altres aplicacions, per exemple, com a entrada en un model hidrològic per estudiar la propagació de la incertesa en tal models com fan Germann et al. (2009), Villarini et al. (2009) o Quintero et al. (2012). Per dur a terme aquesta representació la caracterització no només ha de ser el més fidedigna possible sinó que alhora ha de ser reproduïble per a múltiples realitzacions. Aquí presentem també una possible tècnica per generar ensembles de pluja consistents amb la caracterització de l'error proposada, ja que és una manera directa d'interpretar la incertesa i estudiar la seva propagació.

L'objectiu d'aquest capítol és presentar una metodologia de caracterització de l'error que sigui útil per a la representació de la incertesa en l'estimació de pluja mitjançant ensembles de camps de pluja. La metodologia presentada aquí incorpora la correlació en el temps a més de la correlació en l'espai, com fan Germann et al. (2009), tenint en compte així la dependència temporal de la incertesa. D'altra banda, Llorc (2010) remarquen la importància de contenir el cost computacional de la caracterització i la generació d'ensembles per permetre que els canvis en la caracterització causats pels canvis en la situació meteorològica es puguin actualitzar ràpidament en una futura implementació a temps real, aspecte que també s'ha considerat en la metodologia proposada.

El capítol s'organitza de la manera següent: a la Secció 2.2 s'explica quines dades s'han fet servir, la definició de l'error i la seva caracterització es desenvolupen a la Secció 2.3, a la Secció 2.4 es mostra com generar ensembles partint de la caracterització proposada, i a la Secció 2.5 es presenten les conclusions i es comenten aspectes rellevants de la metodologia.

## 2.2 Dades

En aquest estudi s'han utilitzat dades del radar de Barcelona que pertany a la xarxa de l'Agència Estatal de Meteorologia (AEMET). És un radar de banda C situat al Puig d'Agulles, al municipi de Corbera de Llobregat. Les dades han estat processades amb els algorismes de Berenguer et al. (2006) i Sánchez-Diezma (2001) per eliminar els ecos no meteorològics, i els efectes del bloqueig del feix han estat tractats utilitzant la tècnica de Delrieu et al. (1995). També s'han aplicat correccions en l'estabilitat del senyal (Sempere-Torres et al., 2003). Les mesures del radar en altura han estat extrapolades a nivell de superfície segons el perfil vertical de reflectivitat (Franco et al., 2006; Franco, 2008) i finalment s'han obtingut les estimacions d'intensitat de pluja mitjançant una relació Z-R que depèn del tipus de pluja (Sempere-Torres et al., 1998). Aquest procés proporciona camps d'intensitat de pluja cada 10 minuts a una resolució d' $1 \times 1$  km<sup>2</sup>. D'aquí hem calculat camps de pluja acumulada cada 10 minuts (que utilitzarem com a estimació de pluja amb radar) suposant que el camp de pluja es mou a velocitat constant i que la intensitat canvia de manera lineal (Fabry et al., 1994).



Hem pres com a camps de referència una combinació de l'estimació de pluja amb radar i de mesures de pluviòmetres feta amb la tècnica de Kriging amb deriva externa (Velasco-Forero et al., 2009) cada 10 minuts. Ho fem així perquè considerem aquesta combinació com la millor estimació del camp de pluja que podem obtenir a posteriori. Les observacions de pluviòmetres procedeixen de 125 pluviòmetres de la xarxa SAIH (Sistema Automàtic d'Informació Hidrològica) de les conques internes de l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA) i s'utilitzen acumulacions de pluja cada 10 minuts.

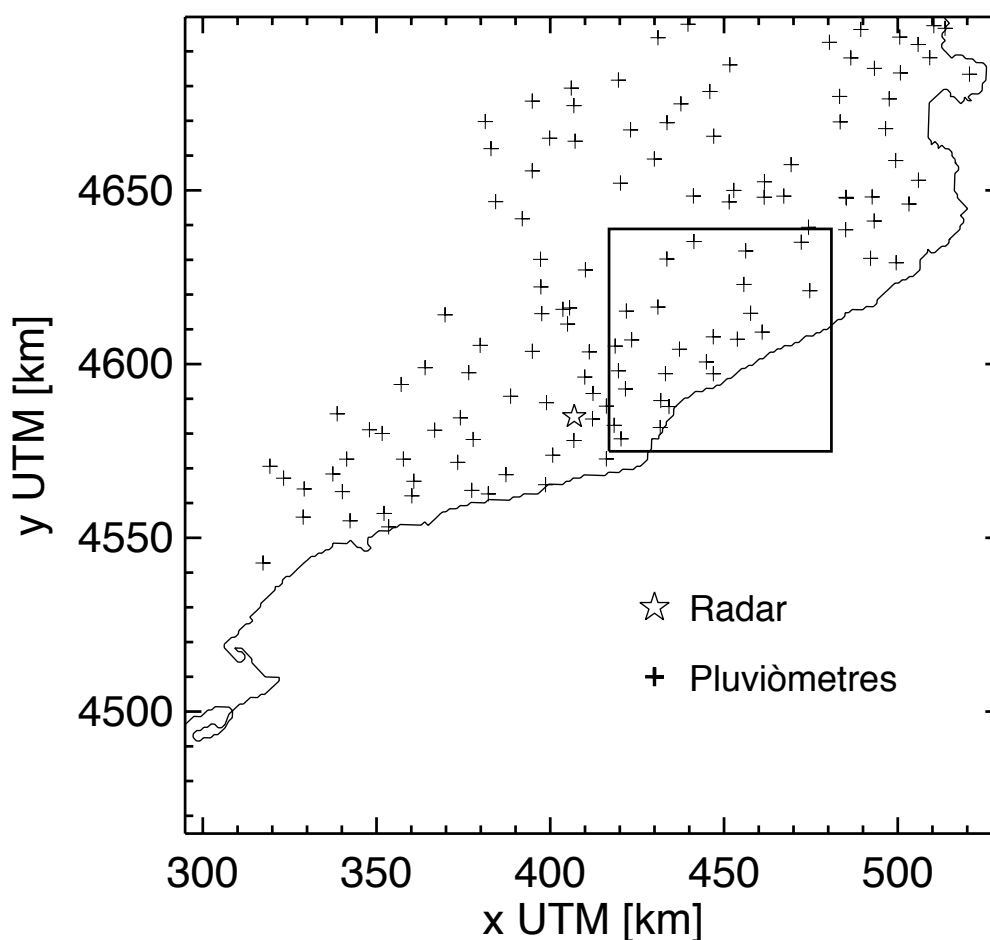


Figura 2.1. Localització del radar (estrella) i els pluviòmetres (creus) respecte la línia de la costa i els límits del domini utilitzat en l'estudi (quadrat).

Data inici	Durada [h:min]	Acumulació mitjana [mm]	Mitjana [dB(R)]	Desv.Típica [dB(R)]	RMSE [dB(R)]
15/01/2001 00:00	33:20	64	0.14	2.8	2.8
19/07/2001 01:40	15:00	27	-0.51	2.3	2.4
08/10/2002 17:40	56:40	81	-0.01	2.5	2.5
07/09/2003 06:40	11:40	19	0.76	2.8	2.9

Taula 2.1. Períodes d'episodis triats per a l'estudi amb la seva durada i acumulació mitjana. Els paràmetres de la mitjana, la desviació típica i l'arrel de l'error mitjà quadràtic corresponen als camps d'error analitzats a la Secció 2.3. R està en unitats d'acumulació cada 10 minuts.

El domini que hem fet servir en aquest estudi és una àrea de 64x64 km<sup>2</sup> a prop de Barcelona (vegeu la Figura 2.1), però els camps de referència van ser obtinguts en tot el domini del radar fent servir tots els pluviòmetres disponibles. Les dades utilitzades van ser registrades amb el radar de Barcelona durant 4 episodis diferents que van provocar inundacions en menor o major grau. Per a l'estudi en cada episodi s'han exclòs les parts que no van afectar el domini escollit (els períodes triats estan especificats a la Taula 2.1).

## 2.3 Caracterització de l'error en estimació de pluja amb radars

### 2.3.1 Definició de l'error

Definim l'error en estimació de pluja a partir dels camps de pluja estimats i de referència de cada període seleccionat de la següent manera:

$$\varepsilon(x, y, t) = \begin{cases} 10 \log \left( \frac{R_{ref}(x, y, t)}{R_{est}(x, y, t)} \right) & \text{Si } R_{ref}(x, y, t) > l \text{ i } R_{est}(x, y, t) > l \\ \text{Indefinit} & \text{Altrament} \end{cases} \quad (2.1)$$

On  $R_{ref}(x, y, t)$  és el valor de pluja acumulada (cada 10 minuts) de referència assignat a la posició  $(x, y)$  i a l'instant  $t$ ,  $R_{est}(x, y, t)$  és el corresponent valor estimat,  $l$  és el llindar de pluja/no-pluja que està fixat a 0.1 mm/h.

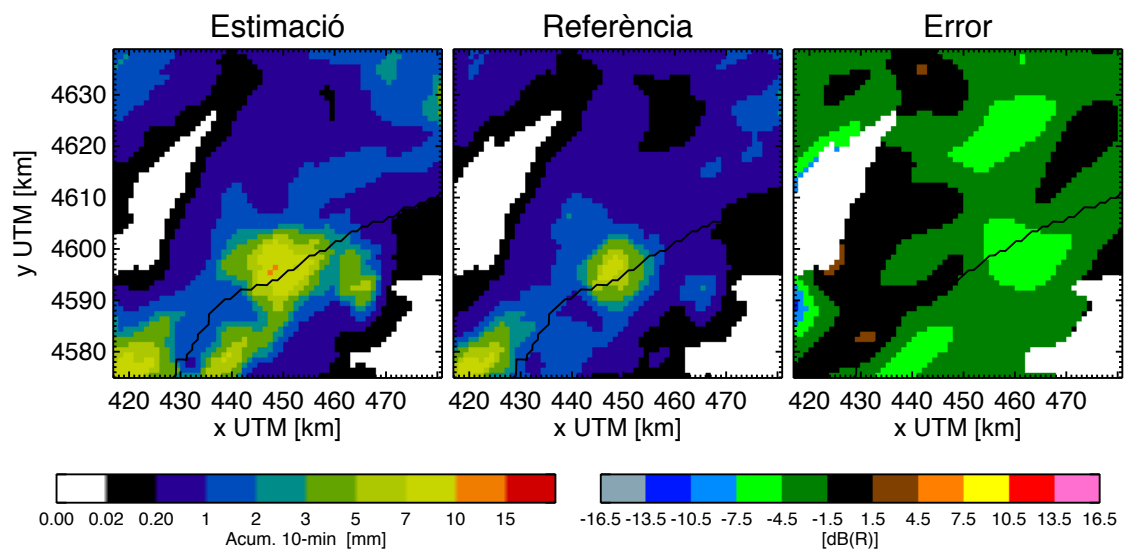


Figura 2.2. Camps de pluja acumulada en 10 minuts (estimat i de referència) i camp d'error corresponents a les 0040 UTC del 09 d'octubre de 2002.

L'error només està definit si tant l'estimació com la referència superen el llindar de pluja/no-pluja. Els errors que provenen de comparar valors de pluja i no-pluja els hem exclòs perquè

tindrien un comportament diferent i són poc freqüents (són 3% del domini espaciotemporal respecte un 42% de pluja vs pluja i un 55% de no-pluja vs no-pluja). Un exemple de camp d'error es mostra a la Figura 2.2.

Hi ha altres maneres de quantificar la discrepància d'una estimació respecte la seva referència, com ara obtenir la diferència entre estimació i referència en unitats lineals de pluja (Kirstetter et al., 2010) o calcular-ne el quocient (Ciach et al., 2007). En aquest estudi hem optat per una definició multiplicativa de l'error, donat que diverses fonts d'error fan que els valors registrats resultin multiplicats per un factor, és a dir, que l'error sigui multiplicatiu (vegeu Germann et al., 2009).

D'altra banda, la referència usada és una interpolació per kiging amb deriva externa que té les seves pròpies limitacions (com ara l'ús d'informació radar). La triem perquè considerem que és la millor estimació possible del camp de pluja a posteriori; de tota manera, la metodologia és vàlida per a qualsevol referència que es consideri adient.

### 2.3.2 Distribució de l'error

La distribució de l'error per al conjunt dels quatre períodes triats s'ensenya a la Figura 2.3. La distribució no té biaix i és simètrica, això vol dir que la subestimació i la sobreestimació es donen en la mateixa mesura. Els valors al voltant del zero són els més freqüents, fet que reflecteix el bon funcionament de l'estimació. La forma de la distribució recorda a una paràbola que correspondria a una distribució normal (donada l'escala logarítmica de l'eix d'ordenades). A la figura se sobreposa una distribució normal amb les mateixes mitjana i desviació típica a la de la mostra per destacar la semblança entre les dues. El valor de la desviació típica, 2.64 dB, ens serveix com a mesura de l'error per a tota la mostra. Si tenim en compte els camps de pluja en unitats logarítmiques i considerem que la mitjana ( $\mu$ ) de l'error és zero, podem interpretar la desviació típica ( $\sigma$ ) com l'arrel de l'error quadràtic mitjà (RMSE per les sigles en anglès) en dB. El desenvolupament de l'equació 2.2 ho detalla.

$$\begin{aligned}\sigma &= \sqrt{\sum_{x,y,t} \varepsilon(x,y,t)^2 - \mu^2} = \sqrt{\sum_{x,y,t} \left(10 \log \left(\frac{R_{ref}(x,y,t)}{R_{est}(x,y,t)}\right)\right)^2} = \sqrt{\sum_{x,y,t} \left(10 \log(R_{ref}(x,y,t)) - 10 \log(R_{est}(x,y,t))\right)^2} \\ &= \sqrt{\sum_{x,y,t} (dBR_{ref}(x,y,t) - dBR_{est}(x,y,t))^2} = \text{RMSE}\end{aligned}\quad (2.2)$$

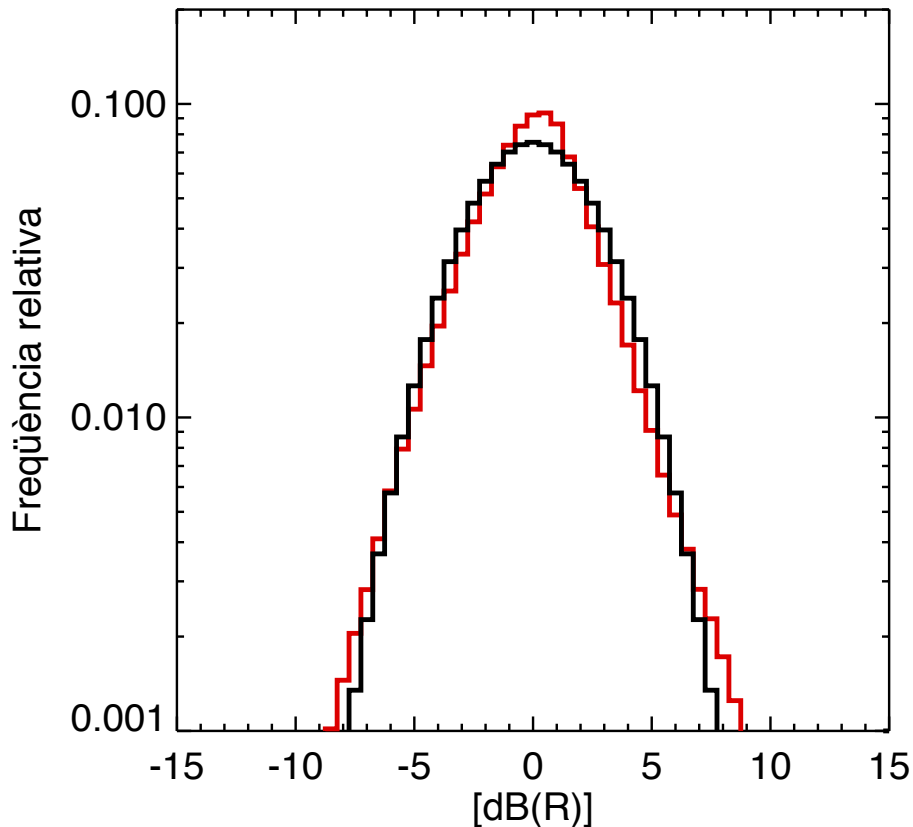


Figura 2.3. Distribució de l'error per al conjunt de la mostra (línia vermella) i distribució normal (línia negra) amb la mateixa mitjana [0.05 dB(R)] i desviació típica [2.64 dB(R)] que la primera.

Malgrat que la forma de la distribució de l'error s'assembli a una distribució normal per a una mostra que inclou diversos episodis, la distribució pot canviar en cada situació meteorològica particular, per exemple si estratifiquem la mostra segons l'episodi obtenim les distribucions de la Figura 2.4. Així per l'episodi del 15/01/2001 la forma de la distribució coincideix amb la d'una distribució normal, mentre que per l'episodi del 07/09/2003 és asimètrica, això es pot atribuir parcialment a la durada de l'episodi, però no és determinant com es veu comparant l'episodi del 19/07/2001 i el del 08/10/2002 ja que el primer és més curt i s'ajusta més a una distribució normal. Així, les diferències entre distribucions s'han d'atribuir a cada situació meteorològica (tipus de precipitació, localització,...). A la Taula 2.1 es poden veure les diferències en mitjana i desviació típica de l'error, a més de l'error mitjà quadràtic (RMSE) corresponent. Observem a la mateixa taula que els valors de les mitjanes són petits i conseqüentment no hi ha gaire diferència entre la desviació típica de l'error i l'RMSE. Per això i considerant la distribució conjunta en els quatre episodis, podem caracteritzar la distribució de l'error com una distribució normal de mitjana zero i desviació típica l'RMSE.

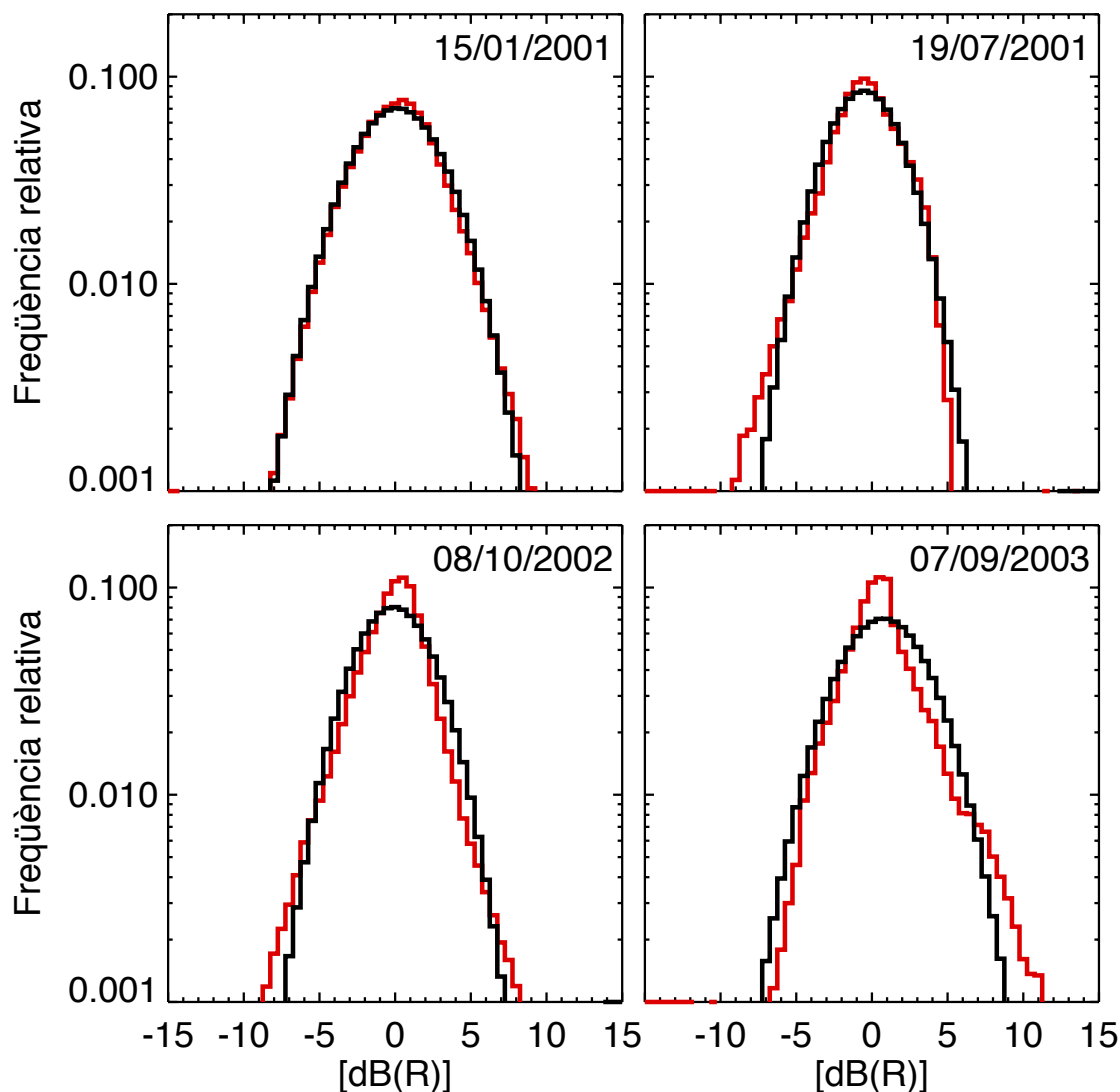


Figura 2.4. Distributions de l'error per a cada episodi (línies vermelles) i distribucions normals ajustades (línies negres).

### 2.3.3 Correlació espacial i temporal de l'error

L'error en un punt del domini en un moment donat no és independent de l'error en els punts del seu voltant, o del que passa en aquest punt en moments immediatament anteriors. Aleshores per caracteritzar estadísticament l'error a més de la distribució ens cal estudiar la correlació espacial i temporal. Pel que fa a la correlació espacial, donat un camp d'error  $\varepsilon(x, y)$  podem calcular el correlograma  $C(\Delta x, \Delta y)$ , que ens diu la correlació entre els punts separats per una certa distància en la direcció Oest-Est ( $\Delta x$ ) i en la Sud-Nord ( $\Delta y$ ). Ímplicitament, estem suposant que els camps d'error són homogenis (és a dir, que la distribució conjunta de l'error en diversos punts no varia per translacions en l'espai), en particular que la variància és constant en tot el domini, i que la correlació entre dos punts només depèn de la posició relativa entre ells. Llavors podem expressar el correlograma dels errors en termes de covariàncies com

$$C(\Delta x, \Delta y) = \frac{Cov(\Delta x, \Delta y)}{Var(\varepsilon)}. \text{ I la matriu de covariàncies } Cov(\Delta x, \Delta y) \text{ està directament}$$

relacionada amb l'espectre de potències del camp ( $S$ ) per la transformada de Fourier segons el teorema de Wiener–Khinchine (vegeu Vanmarcke, 1983):

$$\begin{aligned} Cov(\Delta x, \Delta y) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega_x, \omega_y) e^{i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y)} d\omega_x d\omega_y \\ S(\omega_x, \omega_y) &= \frac{1}{(2\pi)^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Cov(\Delta x, \Delta y) e^{-i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y)} d\Delta x d\Delta y \end{aligned} \quad (2.3)$$

On  $\omega_x$  i  $\omega_y$  són les freqüències en la direcció Oest-Est i Sud-Nord respectivament.

Això ens permet obtenir el correlograma  $C(\Delta x, \Delta y)$  fent la transformada de Fourier inversa de  $S$  i dividint entre la variància. Llavors a partir del camp d'error  $\varepsilon(x, y)$  :

$$\begin{aligned} S(\omega_x, \omega_y) &= |\text{FFT}[\varepsilon(x, y)]|^2 \\ C(\Delta x, \Delta y) &= \frac{1}{\text{Var}(\varepsilon)} \text{IFFT}[S(\omega_x, \omega_y)] \end{aligned} \quad (2.4)$$

FFT (Fast Fourier Transform) indica que fem ús de l'algoritme de la transformada ràpida de Fourier, igual que IFFT (Inverse Fast Fourier Transform). L'ús d'aquest algoritme garanteix que el cost computacional de calcular el correlograma és més baix que obtenint-lo per la definició (vegeu Press et al., 1992).

A la Figura 2.5 es mostren els correlogrames de quatre camps d'error concrets de l'episodi del 08/10/2002. En els quatre casos veiem com la correlació decreix amb la distància i sobretot en tres d'ells que la disminució varia significativament segons la direcció (anisotropia). Així en aquests tres casos un model de correlació isotròpic com el proposat per Pegram i Clothier (2001) i Llorca (2010) no capturaria les direccions preferents.

En una situació meteorològica concreta podem treure un correlograma representatiu fent la mitjana dels correlogrames de camps d'error successius. Per exemple en la Figura 2.6 hi ha els correlogrames mitjans de cada període estudiat. En el càlcul d'aquests correlogrames mitjans hem exclòs aquells passos de temps on la pluja mitjana era més baixa que 1 mm acumulat en 10 minuts. Així veiem que hi pot haver direccions preferent fins i tot per a l'episodi sencer. Per exemple, per a l'episodi del 07/09/2003 veiem que hi ha correlacions molt més altes en la direcció Est-Nord-Est (entenent que els increments de distància tenen direcció Oest-Est en l'eix d'abscisses i Sud-Nord en l'eix d'ordenades) que no en la seva perpendicular coincidint amb la direcció predominant de la pluja. En canvi per a l'episodi del 08/10/2002 el correlograma tendeix a marcar cercles concèntrics que indiquen que no hi ha cap direcció preferent en mitjana, contribueix a això el fet de ser un episodi més llarg que inclou situacions meteorològiques més variades (com denoten els correlogrames de la Figura 2.5) on el camp de pluja va canviant de direcció. Els altres dos correlogrames (corresponents als episodis del 15/01/2001 i el 19/07/2001) tenen una direcció particular lleugerament més marcada que les altres.

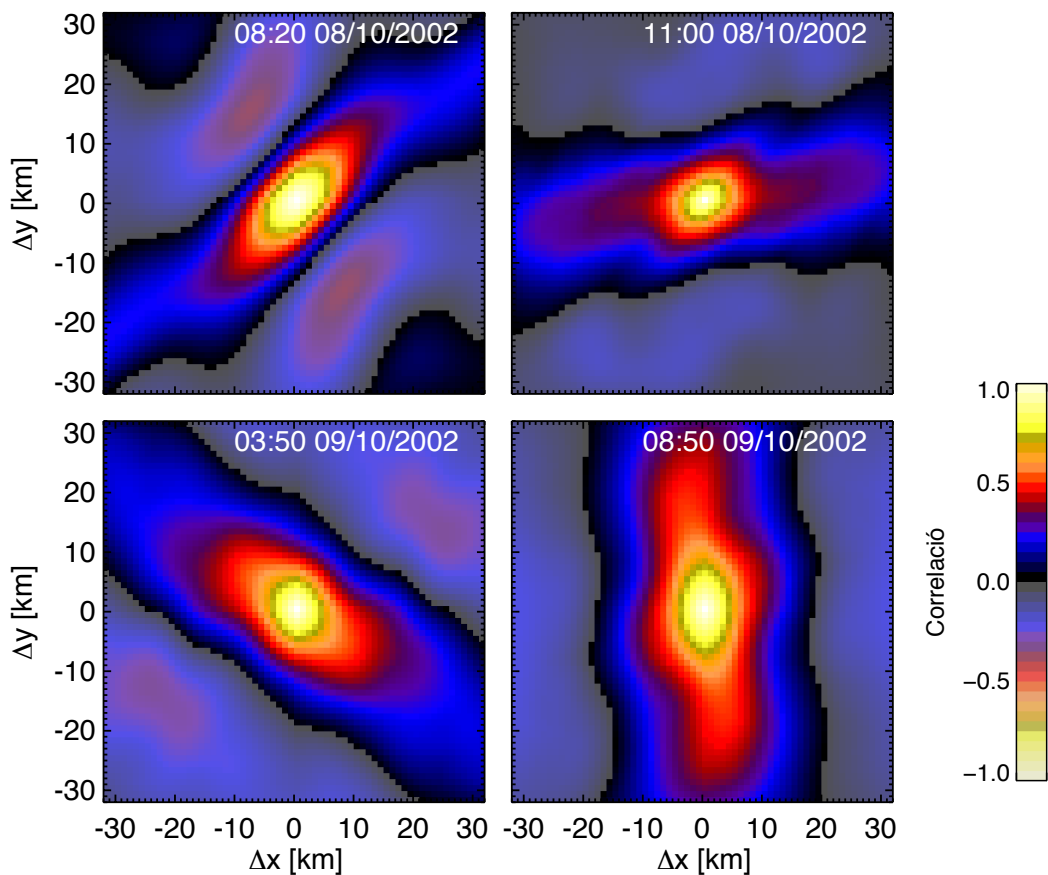


Figura 2.5. Correlogrames de quatre camps d'error de l'episodi del 08/10/2002.

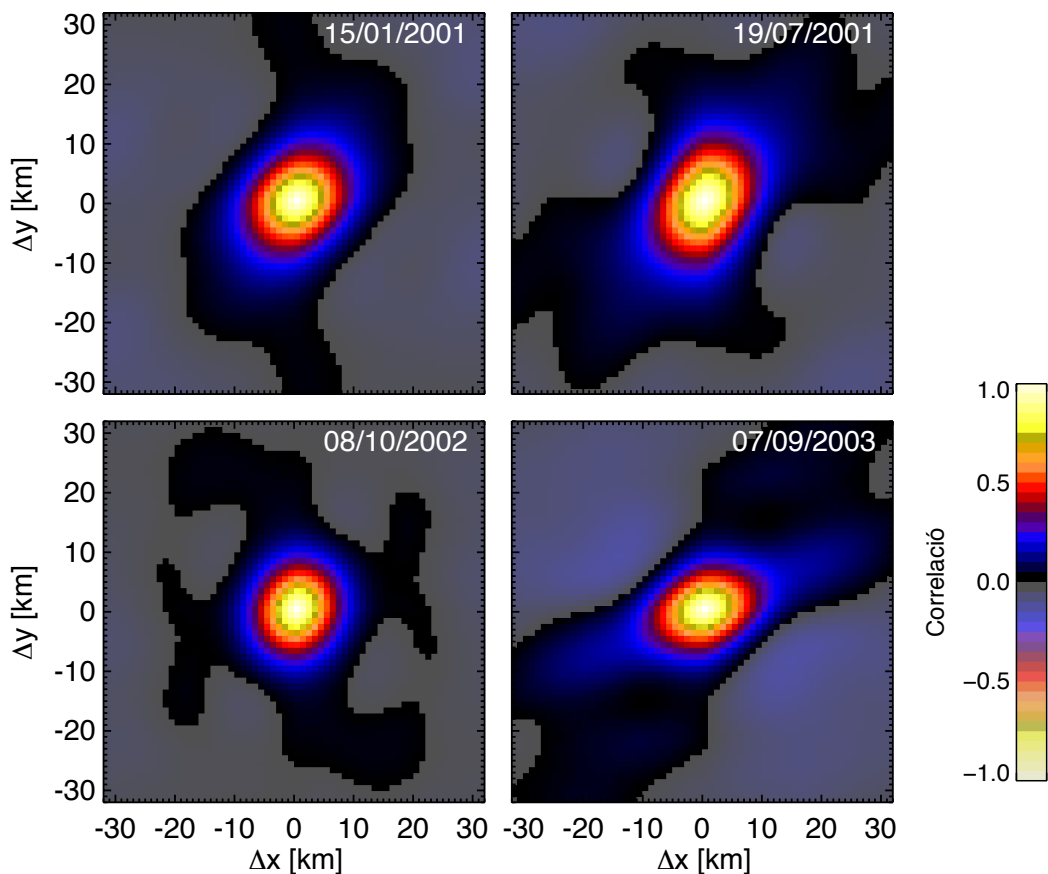


Figura 2.6. Correlogrames mitjans dels camps d'error per als episodis analitzats.

D'altra banda, a partir d'una sèrie temporal podem calcular la seva funció d'autocorrelació temporal que indica la correlació entre dos instants segons la seva separació en el temps. Anàlogament al correlograma espacial, assumint també homogeneïtat en la dimensió temporal, es pot calcular a partir de l'espectre de potències (usant el teorema de Wiener-Kinchine en una dimensió). En una seqüència de camps d'error, podem calcular la funció d'autocorrelació temporal per a cada punt i fer la mitjana, així la funció d'autocorrelació mitjana  $f(\Delta t)$  és representativa de la seqüència de camps. Vegem a la Figura 2.7 les funcions d'autocorrelació temporal mitjanes corresponents als quatre episodis de la nostra mostra. Observem que en general la correlació decreix força ràpid amb el l'increment de temps, però es pot apreciar que per a l'episodi del 19/07/2001 la correlació baixa progressivament (indicant certa consistència temporal de l'error) coherent amb el fet que els sistemes de precipitació d'aquest episodi són més aviat estratiformes i de gran escala (cobrint tot el domini en bona part de l'episodi). D'altra banda, per l'episodi del 07/09/2003 la correlació baixa sobtadament (indicant que l'error en un pas de temps no està gens relacionat amb l'error en passos de temps anteriors) ja que en aquest episodi apareixen nombrosos nuclis convectius que es evolucionen ràpidament. Així l'autocorrelació temporal també depèn de la situació meteorològica.

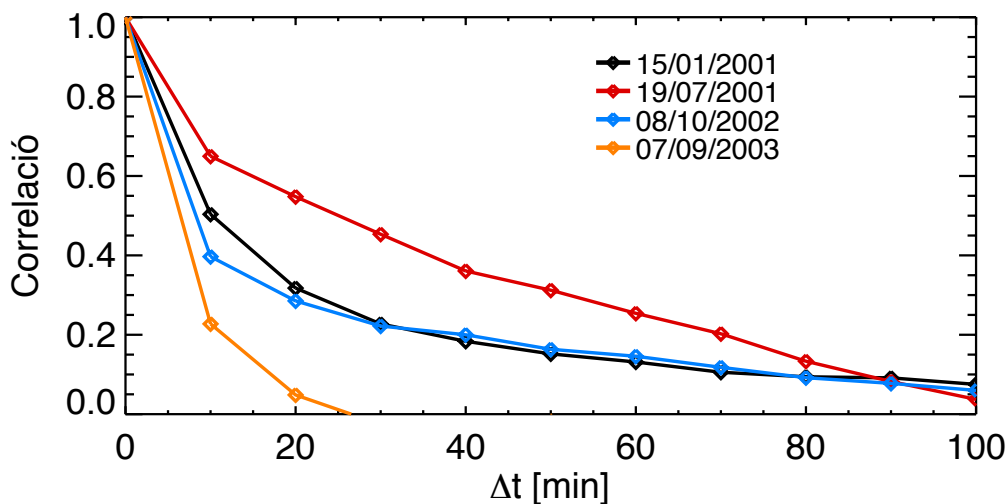


Figura 2.7. Funcions d'autocorrelació temporal mitjanes corresponents als episodis analitzats.

Aleshores triem com a característiques representatives de l'error l'arrel de l'error mitjà quadràtic (RMSE), el correlograma  $[C(\Delta x, \Delta y)]$  i la funció d'autocorrelació temporal  $[f(\Delta t)]$ , característiques que depenen de la situació meteorològica.

## 2.4 Generació d'ensembles de camps de pluja

La caracterització presentada a l'apartat 2.3 té la seva aplicació directa en la generació d'ensembles de camps de pluja. Partint de la definició de l'error de l'equació 2.1, si aïllem



$R_{ref}(x, y, t)$ , obtenim  $R_{ref}(x, y, t) = R_{est}(x, y, t) \cdot 10^{\frac{\varepsilon(x, y, t)}{10}}$ , que ens serveix com a base per generar ensembles de la manera següent:

$$R_{ens}^i(x, y, t) = R_{est}(x, y, t) \cdot 10^{\frac{\delta^i(x, y, t)}{10}} \quad (2.5)$$

On  $R_{est}(x, y, t)$  és l'estimació de pluja amb radar,  $R_{ens}^i(x, y, t)$  és l' $i$ -èssim membre de l'ensemble de pluja, i  $\delta^i(x, y, t)$  és una seqüència de camps d'error simulats que tenen les mateixes característiques –RMSE,  $C(\Delta x, \Delta y)$  i  $f(\Delta t)$  - que l'error estimat  $\varepsilon(x, y, t)$ .

Per tant, per generar ensembles de pluja, necessitem una manera de generar múltiples seqüències  $\delta^i(x, y, t)$  diferents que tinguin les característiques corresponents a la situació –RMSE,  $C(\Delta x, \Delta y)$  i  $f(\Delta t)$ -. A continuació desglossem una tècnica basada en un filtre al domini de Fourier que ho aconseguim:

- 1) Generem una seqüència temporal de camps espacials de soroll blanc  $W(x, y, t)$  de distribució normal no esbiaixada que tingui per desviació típica l'RMSE.
- 2) Calculem les transformades de Fourier de  $W(x, y, t)$ ,  $C(\Delta x, \Delta y)$  i  $f(\Delta t)$ , i les anomenem respectivament  $\tilde{W}(\omega_x, \omega_y, \omega_t)$ ,  $\tilde{C}(\omega_x, \omega_y)$  i  $\tilde{f}(\omega_t)$ , on  $\omega_x$ ,  $\omega_y$  i  $\omega_t$  són les freqüències en les direccions espacials i temporal.
- 3) Definim un filtre tridimensional al domini de Fourier  $\Gamma$  tal que  $\Gamma(\omega_x, \omega_y, \omega_t) := \sqrt{\tilde{C}(\omega_x, \omega_y) \cdot \tilde{f}(\omega_t)} \cdot k_\sigma$  on  $k_\sigma$  és una constant que manté la variància després d'aplicar el filtre.
- 4) Multipliquem el filtre per la transformada del soroll blanc  $\tilde{\delta}(\omega_x, \omega_y, \omega_t) := \Gamma(\omega_x, \omega_y, \omega_t) \cdot \tilde{W}(\omega_x, \omega_y, \omega_t)$ .
- 5) Calculem la transformada inversa de  $\tilde{\delta}(\omega_x, \omega_y, \omega_t)$  i obtenim la seqüència de camps  $\delta(x, y, t)$  amb les característiques RMSE,  $C(\Delta x, \Delta y)$  i  $f(\Delta t)$ . Això és perquè amb el filtre hem modificat l'espectre de potències del soroll i al seu torn (d'acord amb el teorema de Wiener-Kinchine) la seva correlació. La comprovació es detalla a l'Annex. Cal notar que quan modifiquem l'espectre espaciotemporal estem assumint que les correlacions creuades espai-temps compleixen  $C_{E-T}(\Delta x, \Delta y, \Delta t) \approx C(\Delta x, \Delta y) \cdot f(\Delta t)$ .

Canviant els camps de soroll blanc inicials podem generar tantes seqüències amb les mateixes característiques com calgui. Llavors aplicant l'equació 2.5 podem generar tot un ensemble de seqüències de camps de pluja.

Aquesta tècnica de simulació és semblant a la proposada per Pegram i Clothier (2001) per simular seqüències de camps de pluja amb el model "String of Beads". També usen un filtre al domini de Fourier per modificar l'espectre de potències, però fan dues hipòtesis: primer que la estructura de la correlació espacial és isotròpica, és a dir, que la correlació no depèn de la

direcció, i després assumeixen un model exponencial per l'espectre. En el nostre cas reproduïm les correlacions estimades sense necessitat d'un model i tenint en compte l'anisotropia. La tècnica proposada també representa un avenç respecte la proposada per Llort et al. (2008) i Quintero et al. (2012) ja que ignoren la correlació temporal i suposen un model de llei de potències per a l'espectre en les dimensions espacials.

Germann et al. (2009) també proposen una tècnica que fa compatibles la correlació espacial i la temporal, incorporant la variabilitat espacial en una matriu de covariàncies completa que té en compte la relació entre cada parell concret de punts del domini  $[(x_1, y_1), (x_2, y_2)]$ , enlloc de classificar els parells de punts segons la seva posició relativa  $[(\Delta x, \Delta y) = (x_2 - x_1, y_2 - y_1)]$  – com passa amb el correlograma. Fer servir una matriu de covariàncies en l'espai completa inclou informació més local però no permet una actualització temporal tan àgil i alhora robusta, així en la nostra tècnica prioritzem tenir en compte els canvis de la correlació espacial segons la situació meteorològica que no pas les possibles diferències locals entre punts del domini.

## 2.5 Conclusions i discussió

En aquest capítol s'ha presentat una metodologia per a la caracterització de l'error en termes de distribució estadística i correlació spatiotemporal. Aquesta s'ha aplicat a quatre episodis de grans quantitats de pluja acumulada en el domini escollit.

La distribució de l'error segueix aproximadament una distribució normal no esbiaixada que queda determinada pel valor de l'arrel de l'error quadràtic mitjà (en unitats logarítmiques). Aquest se situa al voltant de 2.64 dB amb certa variació entre episodis, com s'ha vist a la Secció 2.3.2. Aquest valor es correspon amb un factor d'1.8 entre valors de pluja acumulada en 10 minuts.

La correlació espacial i temporal depenen de la situació meteorològica. Veiem que en les dimensions espacials poden existir direccions preferents per a la correlació segons la situació i fins i tot representatives d'un episodi sencer; lligades a la distribució espacial dels camps de pluja en cada situació. La correlació temporal de l'error en cada punt és en general baixa però la correlació entre camps consecutius (10 minuts de diferència) pot arribar a ser superior a 0.6 en un cas estratiforme.

A més es proposa una tècnica basada en un filtre definit en el domini de Fourier per a simular camps aleatoris amb la distribució i correlació imposada, obtenint així seqüències de camps d'error versemblants. Aquesta és una eina bàsica per a l'estudi de la incertesa mitjançant ensembles de camps de pluja. La caracterització i la simulació tenen un cost computacional prou baix com per actualitzar els paràmetres en temps real. Això permetria utilitzar durant un episodi la caracterització corresponent a la situació meteorològica estimada en uns quants passos de temps anteriors. En absència d'informació prèvia –per exemple abans de començar l'episodi– caldria utilitzar uns paràmetres fixats a priori o dependents, per exemple, de l'estació de l'any (obtinguts com els calculats aquí però en mostra prou gran per poder classificar els episodis). L'estació de l'any pot ser una informació a priori rellevant ja que influeix en el tipus de

pluja esperat (nuclis convectius més aviat dispersos a l'estiu i sistemes de precipitació de més gran escala a l'hivern, per exemple) que al seu torn determina l'estructura espaciotemporal de l'error.

Un altre factor que també depèn de l'estació de l'any és l'altitud de la banda brillant que influeix en l'estructura de l'error (vegeu Berenguer i Zawadzki, 2008; 2009). Malgrat que en el nostre cas ja s'aplica a les dades radar un algoritme d'extrapolació segons el perfil vertical de reflectivitat (VPR), els errors residuals, els que l'algoritme no pot eliminar, poden tenir un paper rellevant.

En l'aplicació de la generació d'ensembles a temps real necessitem extrapolat al futur immediat les característiques de l'error a partir d'uns quants passos de temps anteriors, i per tant suposar que es mantenen vàlides durant un cert temps. En aquest sentit Berne et al. (2009) van estudiar la variabilitat de l'estructura espacial de la precipitació en termes de l'escala característica i l'anisotropia, i van concloure que en un episodi de pluja es poden identificar períodes en els que l'estructura espacial és aproximadament constant, i que aquests períodes estan relacionats amb la dinàmica de l'episodi de pluja. Així, aquesta aplicació estaria limitada a l'existència de tals períodes d'estructura aproximadament constant també per als camps d'error. Kirstetter et al. (2010), en el seu estudi de l'error en estimació de pluja, destaquen que l'anisotropia en l'error té les mateixes característiques que l'anisotropia de la pluja, fent així plausible que almenys l'anisotropia es mantingui en els mateixos períodes.

En aquesta metodologia hem triat el valor de l'RMSE per caracteritzar la magnitud de l'error, enlloc de la desviació típica i afegir com a paràmetre la mitjana o biaix com fan Llorc et al. (2008). Això és perquè assumim que no hi ha biaix a llarg termini i necessitaríem una mostra més gran per estudiar el biaix a escala d'episodi, llavors de cara a l'aplicació a temps real (utilitzant com a mostra una o dues hores enrere, per exemple) el biaix que s'obté d'una mostra és imprevisible –no sistemàtic- i per tant ha de ser inclòs en la magnitud de l'error (RMSE). De manera semblant, Quintero et al. (2012) tenen en compte en la generació d'ensembles la variabilitat del biaix –que obtenen d'un estudi separat- i la desviació típica.

La tècnica de simulació proposada aquí reproduïx la correlació espacial  $C(\Delta x, \Delta y)$  i temporal  $f(\Delta t)$  que en aquest cas són estimades prèviament, però es podria reproduir qualsevol model concret de correlació o d'espectre de potències com el model exponencial usat per Pegram i Clothier (2001). A més com que el filtre aplicat s'expressa com a producte de dues funcions, una per a les freqüències de les dimensions espacials i una altra per a la freqüència temporal, estem suposant que l'estructura espaciotemporal és separable, és a dir, que les correlacions creuades espai-temps es poden expressar com a producte de correlacions espacial i temporal (vegeu l'Annex):

$$C_{E-T}(\Delta x, \Delta y, \Delta t) = C(\Delta x, \Delta y) \cdot f(\Delta t) \quad (2.6)$$

La hipòtesi de separabilitat (entre l'espai i el temps) ja l'usaven Rodríguez-Iturbe i Mejía (1974) aplicada a camps de pluja. Considerant la correlació espacial i temporal per separat, aquest

model ja ens serveix ja que ens assegura la reproducció de l'una i l'altra, però la tècnica proposada es podria adaptar fàcilment per estimar i reproduir l'estructura espaciotemporal completa.

D'altra banda, pel fet d'adoptar l'enfocament de l'estudi de l'error per comparació amb una referència, qualsevol implicació està subjecta als possibles errors de la referència. Els errors en els pluviòmetres poden contaminar la referència i per tant l'error estimat, a més, per a la construcció de la referència cal extrapolar els valors de pluja allà on no hi ha pluviòmetres, i per fer-ho cal fer hipòtesis sobre l'estructura de la pluja (e.g. Schiemann et al., 2011). En el nostre cas assumim que els errors dels pluviòmetres són petits en relació als del radar, estimem l'estructura de la pluja a partir dels camps radar, altres opcions serien assumir un model concret o obtenir l'estructura a partir de camps més densament observats del passat. D'altra banda, cal notar que no assumim que l'estimació que fem de l'error sigui una bona estimació de l'error real sinó que l'estructura espacial i temporal que en derivem sigui una bona estimació l'estructura de l'error real. En tot cas, de cara a l'aplicació de la metodologia cal assegurar la qualitat de les dades de pluviòmetres així com una alta densitat de punts de mesura.

# Capítol 3 Caracterització de l'error en la previsió de pluja amb radars

## 3.1 Introducció

Les previsions de pluja a molt curt termini tenen un paper important en camps tant distints com l'aviació, la construcció, l'agricultura o l'oci a l'aire lliure. Tenen un interès especial de cara a millorar les previsions de cabal en temps real quan es combinen amb un model pluja-escolament (e.g. Berenguer et al., 2005; Vivoni et al., 2006; Zappa et al., 2011). Així la seva incorporació en sistemes d'alertes d'inundacions sobtades pot contribuir a reduir pèrdues humanes i materials.

S'ha comprovat que les tècniques de previsió de pluja basades en l'extrapolació d'observacions de radar per persistència lagrangiana tenen un grau d'incert superior als models meteorològics i a les tècniques de *blending* (e.g. Wilson et al., 2010). Tanmateix, l'evolució de la intensitat de pluja no associada al moviment (creixement i decreixement) és la principal font d'incertesa que s'afegeix als errors lligats a l'estimació del camp de moviment, d'importància relativa menor (vegeu Germann et al., 2006).

Diversos autors han proposat sistemes de previsió probabilística per caracteritzar la incertesa en les previsions deterministes. Germann i Zawadzki (2004) calculen una funció de distribució de probabilitat en cada punt partint dels valors de pluja al seu entorn en la previsió determinista (obtinguda per extrapolació lagrangiana). Interpreten que així es té en compte tant l'error en el camp de moviment (ampliant l'entorn quan creix el temps de previsió) com l'evolució temporal de la intensitat de pluja (assumint que la variabilitat temporal està lligada a l'espacial, o sigui, que els sistemes de precipitació que evolucionen ràpid també tenen més variabilitat espacial). De tota manera, la consideració de l'evolució temporal és limitada, per exemple, per preveure la iniciació de precipitació. Un altre sistema és el que proposen Bowler et al. (2006), que consisteix en generar ensembles de camps de pluja previstos en base al mètode S-PROG (Seed, 2003) que tracta cada escala de la precipitació per separat. A cada escala es combinen previsions d'un model meteorològic, previsions basades en l'extrapolació lagrangiana, i soroll

que s'introdueix progressivament a mesura que cada escala perd predictibilitat. L'ús d'un model meteorològic permet introduir informació de l'evolució de la intensitat de pluja i que els ensembles generats en reproduïxin la incertesa. Una altra tècnica de generació d'ensembles de previsió de pluja és la proposada per Berenguer et al. (2011), que basant-se en el model "String of Beads" de Pegram i Clothier (2001) representen la incertesa associada al creixement i decreixement.

Aquí, com a alternativa de cara a produir ensembles de previsions realistes, proposem una descripció dels camps d'error en la previsió, de manera semblant al que s'ha fet per estimació de pluja (vegeu Ciach et al., 2007; Llord et al., 2008; Germann et al. 2009; a més del que s'ha presentat al Capítol 2). A més, prestem especial atenció a fenòmens com el creixement i decreixement de la precipitació associats al cicle diürn (vegeu Carbone et al., 2002; Surcel et al., 2010; Berenguer et al., 2012) i els diferents règims de pluja segons la situació geogràfica. Cal destacar que l'estudi de l'error es du a terme en un domini gran ( $1800 \times 1000 \text{ km}^2$ ) i per dos períodes de temps llargs (veure Secció 3.2.1).

En aquest capítol presentem un estudi detallat de l'estructura de l'error en previsions de pluja a molt curt termini a l'est dels Estats Units obtingudes amb l'algoritme MAPLE (McGill Algorithm for Precipitation Nowcasting by Lagrangian Extrapolation; Germann i Zawadzki, 2002). Amb l'objectiu de servir de guia de futurs mètodes de previsió probabilística, l'anàlisi inclou la dependència de l'estructura de l'error de la regió, de l'hora del dia i de l'estació de l'any. D'aquesta manera la descripció de l'error presentada considera els diferents graus d'incertesa de MAPLE en les diferents regions del domini d'anàlisi (comentats per Germann et al., 2006) i l'impacte del cicle diürn de la precipitació. En una línia semblant, Radhakrishna et al. (2012) presenten una caracterització estadística centrant-se en els errors de la previsió associats al creixement i decreixement.

Les dades utilitzades en l'estudi s'expliquen a la Secció 3.2 juntament amb un breu resum de les particularitats de MAPLE. La descripció de l'estructura de l'error en les previsions de MAPLE, desenvolupada a la Secció 3.3, inclou l'anàlisi del biaix, la desviació típica, la correlació espacial (presentada com anàlisi d'escala) i l'autocorrelació temporal. Finalment la Secció 3.4 resumeix les conclusions de l'estudi i fa algunes observacions generals.

## **3.2 Dades utilitzades**

### **3.2.1 Dades de radars**

S'ha executat MAPLE sistemàticament sobre Amèrica del Nord usant mosaics de reflectivitat durant dos períodes: un a la primavera (del 16 d'abril al 6 de juny de 2008) i un altre a l'estiu (de l'1 al 31 de juliol de 2008).

Els mosaics de reflectivitat que fem servir en aquest estudi corresponen a camps CAPPI (Constant Altitude Plan Position Indicator) a 2.5 km d'altitud procedents de les composicions 3D generades pel National Severe Storm Laboratory (NSSL; Zhang et al. 2005) a partir de les dades de la xarxa de radars WSR-88D dels Estats Units (NEXRAD).

L'anàlisi s'ha realitzat en un domini a l'est dels Estats Units (aproximadament  $1800 \times 1000 \text{ km}^2$  que cobreixen el rang  $100^\circ\text{-}80^\circ \text{ W}$  en longitud i  $32^\circ\text{-}41^\circ \text{ N}$  en latitud, a una resolució de  $0.05^\circ$  tant en longitud com en latitud que correspon aproximadament a cel·les de  $4.5 \times 5.5 \text{ km}^2$ ). El límits s'han escollit per assegurar que el domini està ben cobert per la xarxa de radars. Per a la caracterització dels errors de MAPLE, aquest domini s'ha dividit en 9 subdominis (d'oest a est i de nord a sud, NW, N, NE, W, C, E, SW, S, SE), en els quals s'ha explorat la dependència espacial dels errors, tal com es fa a Roca-Sancho et al. (2009).

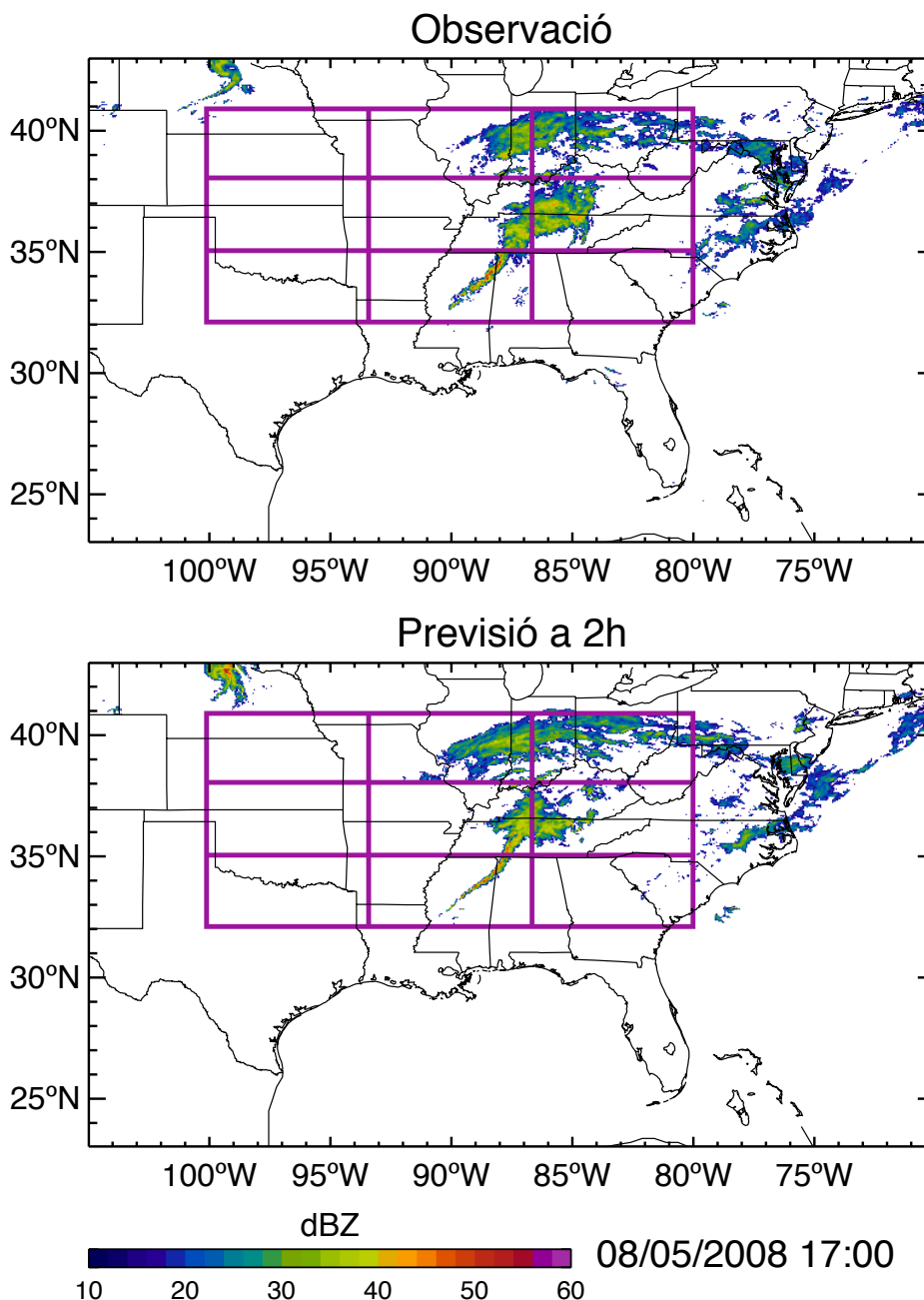


Figura 3.1. Camp de reflectivitat observat (dalt) i camp previst 2 hores abans (baix) corresponents al 8 de maig de 2008 a les 1700 UTC. Se sobreposen en violeta els límits del domini i els subdominis analitzats.

Durant els períodes indicats més amunt (de primavera i estiu de 2008) s'ha executat sistemàticament MAPLE cada hora per generar previsions a 8 hores amb una resolució temporal d'una hora. Aquestes previsions s'han comparat amb els camps de reflectivitat

observats (Secció 3.3) utilitzant unitats logarítmiques de reflectivitat (dBZ). A la Figura 3.1 es mostra un exemple de previsió de MAPLE i l'observació corresponent.

### 3.2.2 Una visió general de MAPLE

MAPLE és un algoritme de previsió de pluja a molt curt termini que extrapola mosaics de reflectivitat radar d'acord amb el camp de moviment estimat en observacions recents. L'algoritme es pot dividir en els dos passos següents [per més detalls vegeu Germann i Zawadzki (2002)]:

#### 3.2.2.a) Estimació del camp de moviment

L'estimació del camps de moviment de la precipitació a partir d'observacions recents es fa amb l'algoritme VET (Variational Echo Tracking) introduït per Laroche i Zawadzki (1994). L'algoritme es basa en la minimització d'una funció de cost amb dues restriccions: una imposa la conservació de la precipitació i l'altra força un cert grau de suavitat (derivabilitat) del camp de moviment. La minimització es fa amb el mètode dels gradients conjugats. Aquest mètode necessita una aproximació inicial que cal escollir amb compte per no convergir a un mínim local. Per evitar això la minimització s'aplica seqüencialment en diverses resolucions –de baixa a alta resolució- fent servir com a aproximació inicial el camp de moviment obtingut en el pas de temps anterior.

#### 3.2.2.b) Extrapolació

Un cop s'ha estimat el camp de moviment de la precipitació, els mosaics de reflectivitat s'extrapolen per generar previsions seguint un esquema semi-lagrangià cap endarrere. Com expliquen Germann i Zawadzki (2002), aquest esquema consisteix en obtenir la reflectivitat prevista en un punt prenent la reflectivitat observada en el punt identificat com a punt d'origen. El punt d'origen es troba integrant successivament el camp de moviment endarrere en el temps. D'aquesta manera, les convergències i divergències del camp de moviment no generen discontinuïtats artificials en els camps de reflectivitat previstos, i a més, es permet la rotació en l'extrapolació.

### 3.3 L'error en previsió de pluja amb MAPLE

La caracterització de l'error inclou una descripció de la seva distribució estadística i la seva organització espacial i temporal. L'estructura de l'error s'ha estudiat en cadascun dels nou subdominis de la Figura 3.1 per analitzar les diferències d'una regió a l'altra. A l'estiu, algunes regions tenen règims de precipitació molt lligats al cicle diürn de la radiació solar (com expliquen, entre d'altres, Dai et al., 1999; Carbone et al., 2002; Surcel et al., 2010). En particular, Carbone et al. (2002) troben diversos patrons diürns en la precipitació durant l'estació càlida, com per exemple la iniciació sistemàtica de precipitació al peu de les Muntanyes Rocalloses al voltant de les 2100 UTC, que s'organitza en sistemes convectius mesoescalars i es propaga cap a l'est. Aquest patrons ens porten a pensar que cal analitzar



l'estructura de l'error no només segons la situació geogràfica de la precipitació, sinó també en termes de l'hora del dia, per avaluar així l'impacte del cicle diürn de la precipitació en les característiques de l'error en previsió.

### 3.3.1 Definició de l'error en els camps de pluja previstos amb MAPLE

Definim l'error en la previsió com la diferència entre la pluja prevista i l'observada (en dBZ) en aquells punts on s'hagi previst o observat pluja:

$$\varepsilon(x,y,t,\tau) = \begin{cases} \text{Prev}(x,y,t,\tau) - \text{Obs}(x,y,t) & \text{Si } \text{Prev}(x,y,t,\tau) > l \text{ o } \text{Obs}(x,y,t) > l \\ \text{Indefinit} & \text{Altrament} \end{cases} \quad (3.1)$$

On  $\text{Prev}(x,y,t,\tau)$  és el valor de reflectivitat previst a la posició  $(x,y)$  i al temps  $t$  amb un temps de previsió  $\tau$  (*lead time*; és el temps d'anticipació amb què es fa la previsió),  $\text{Obs}(x,y,t)$  és el valor de reflectivitat observat per a la mateixa posició i temps,  $l$  és el llindar per discriminar entre àrees de pluja i àrees sense pluja que s'ha escollit en 14 dBZ. Aquest llindar és arbitrari, s'ha triat inspeccionant visualment els camps en diverses proves. El llindar ens permet evitar ecos no meteorològics com ocells, insectes o intercepcions de lòbuls secundaris alhora que no perdem quantitats importants de pluja (equival aproximadament a 0.2 mm/h).

Definint l'error d'aquesta manera, els camps d'error inclouen tant les àrees de creixement i decreixement com els errors en l'estimació del camp de moviment. La Figura 3.2 mostra un exemple de camp d'error.

# 30/07/2008 14:00

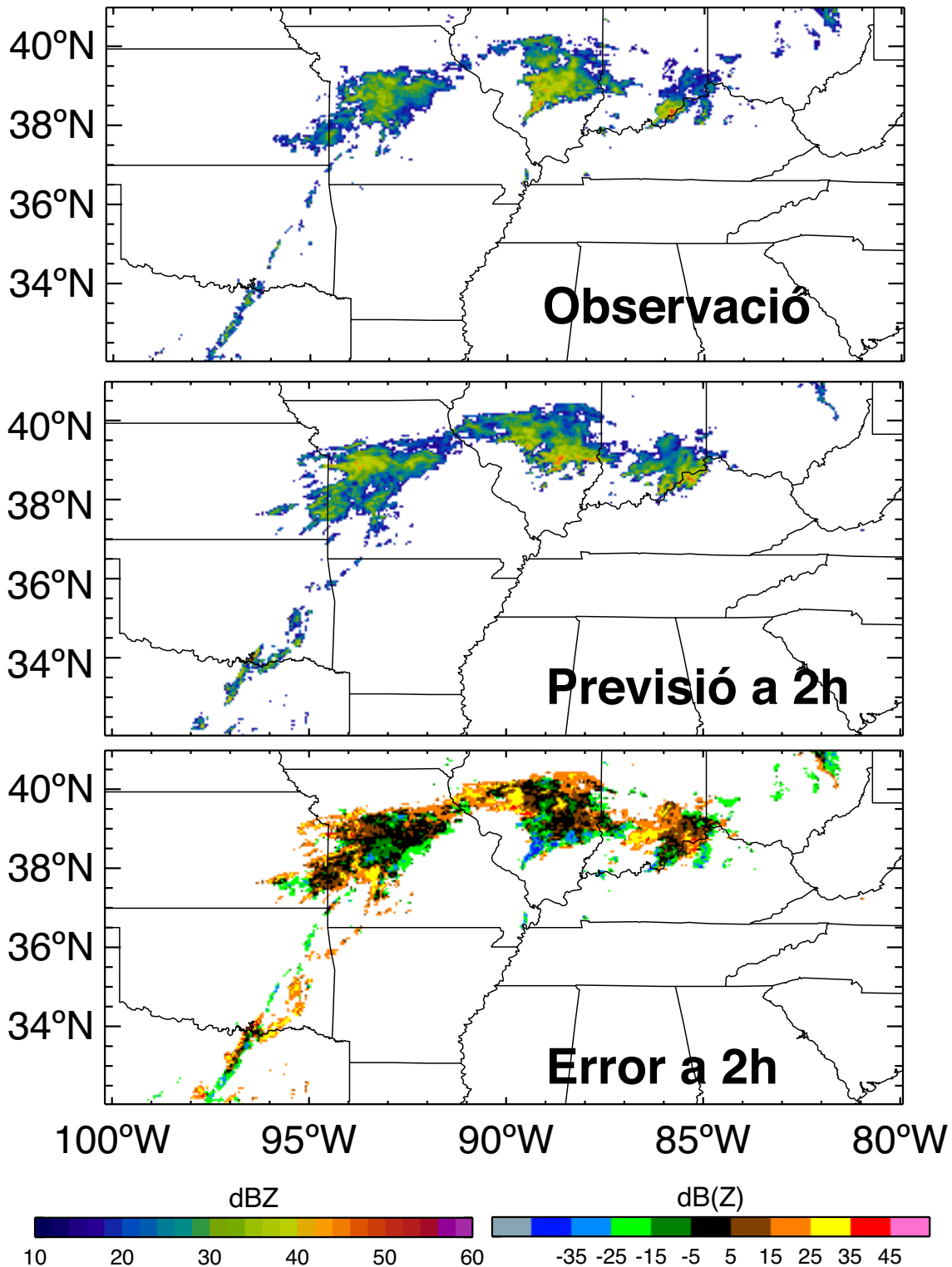


Figura 3.2. Camp de reflectivitat observat (a dalt) el 30 de juliol de 2008 a les 1400 UTC i camp de reflectivitat previst 2 hores abans (al mig) en el domini d'anàlisi. A baix a l'esquerra el camp d'error resultant dels dos primers.

### 3.3.2 Distribució de l'error

La mostra de l'error s'obté dels camps de reflectivitat previstos i observats durant els dos períodes corresponents a la primavera i l'estiu de 2008 (com s'especifica a la Secció 3.2.1). Les distribucions obtingudes per cada subdomini i diversos temps de previsió es mostren a la

Figura 3.3 per a la primavera i a la Figura 3.4 per l'estiu. La forma de les distribucions es caracteritza per fortes discontinuïtats en els valors de  $-14$  i  $14$  dB(Z). Recordant que el llindar de pluja/no-pluja és  $14$  dBZ els errors entre  $-14$  i  $14$  dB(Z) només poden ser obtinguts com a diferències entre dos valors més grans que  $14$  dBZ, o sigui de pluja (encerts), mentre que els errors més grans de  $14$  dB(Z) o més petits de  $-14$  dB(Z) també poden ser diferències entre valors de pluja i no-pluja (errades i falses alarmes). Així la discontinuïtat en la distribució de l'error ve de la discontinuïtat en la distribució de la pluja provocada per l'establiment del llindar. El bon funcionament de l'algorisme de previsió es reflecteix en la distribució en els valors d'error al voltant de  $0$  dB(Z). Les gràfiques mostren una corba en l'interval central  $[-14,14]$  dB(Z) amb un màxim al voltant de  $0$  dB(Z) per a tots els subdominis que es fa més baix quan s'incrementa el temps de previsió. D'acord amb això les cues de les distribucions a banda i banda es fan més amples mostrant que la qualitat de la previsió empitjora quan s'incrementa el temps de previsió.

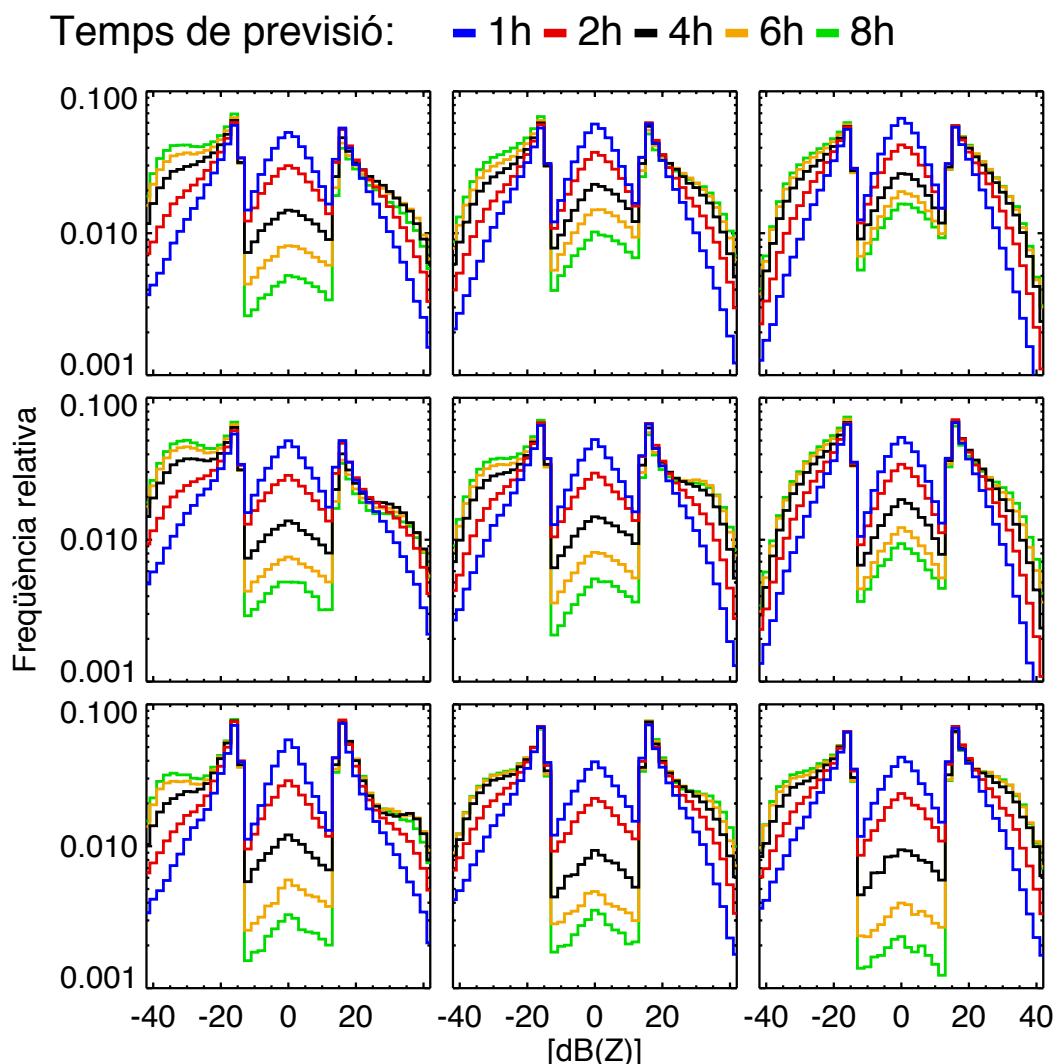


Figura 3.3. Distribució de l'error durant el període de primavera en cada subdomini per a diferents temps de previsió. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Cada línia de color –blau, vermell, negre, groc, verd– representa la distribució de l'error de la previsió a diferents temps de previsió -1h, 2h, 3h, 4h, 6h i 8h respectivament-.

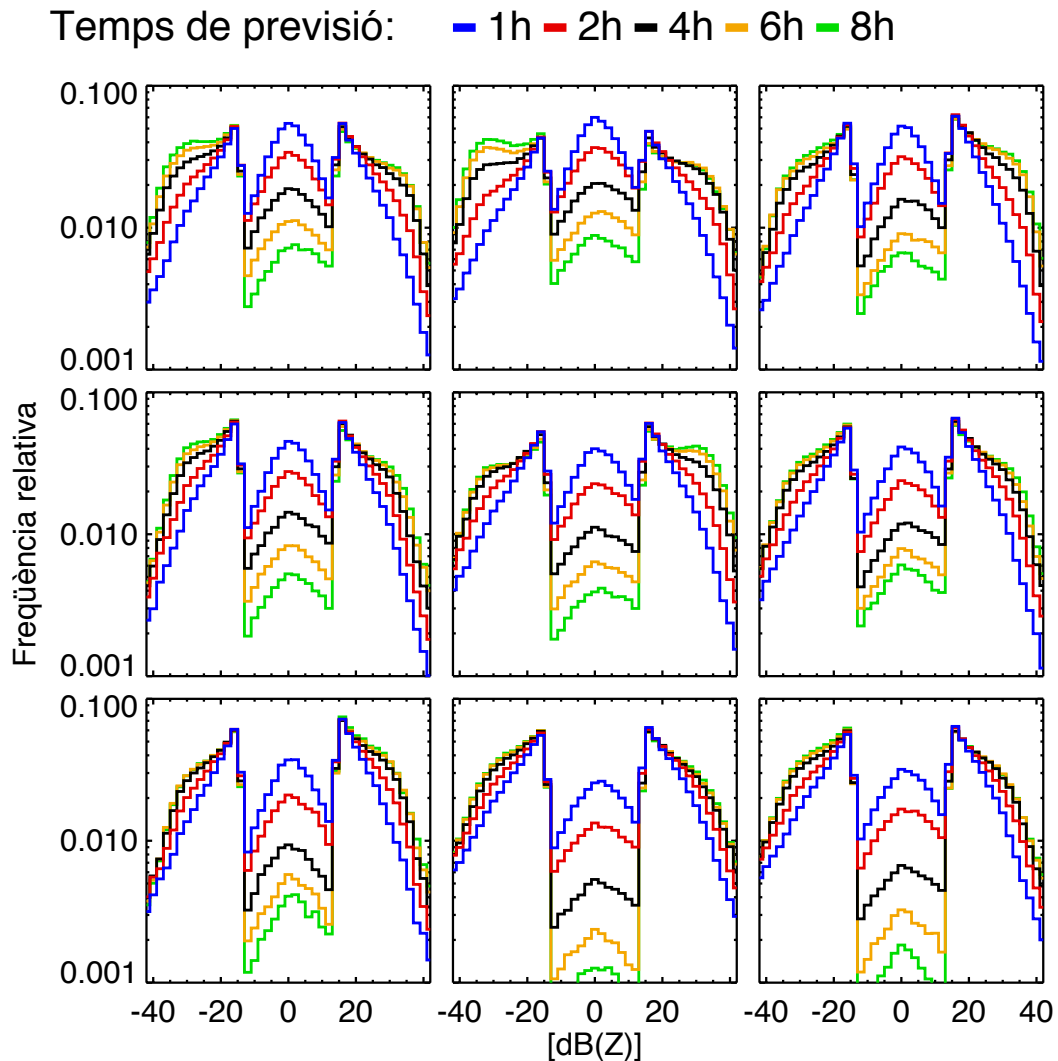


Figura 3.4. Distribució de l'error durant el període d'estiu en cada subdomini per a diferents temps de previsió. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Cada línia de color –blau, vermell, negre, groc, verd– representa la distribució de l'error de la previsió a diferents temps de previsió -1h, 2h, 3h, 4h, 6h i 8h respectivament-.

Les distribucions dels temps de previsió més baixos són en general simètriques i no esbiaixades, és a dir, en cada període hi ha aproximadament tanta subestimació com sobreestimació. En canvi, per als temps de previsió més alts es pot apreciar que la subestimació (valors negatius) és dominant en la majoria de subdominis durant el període de primavera, mentre que a l'estiu es pot apreciar subestimació en els subdominis NW i N, i certa sobreestimació (valors positius) en els subdominis S i SE.

La corba en l'interval central  $[-14, 14]$  dB(Z) s'assembla a una paràbola que en un eix logarítmic correspon a una distribució normal. Com s'ha esmentat més amunt, l'interval central només inclou encerts (punts on s'ha previst i observat pluja). Restringint les distribucions de l'error als encerts obtenim les gràfiques de les Figures 3.5 i 3.6 que confirmen l'aparença de paràbola.

La Figura 3.7 mostra les distribucions de l'error en els encerts per a un temps de previsió de 2h (corresponent a l'estiu) juntament amb distribucions normal amb les mateixes mitjana i

desviació típica per il·lustrar l'alt nivell de coincidència. És possible inferir teòricament que la distribució de l'error en els encerts segueix una distribució aproximadament normal: Assumint que la distribució de la precipitació (en dBZ) segueix una distribució normal i tenint en compte que l'algoritme de previsió, quan extrapolava els camps observats al futur, manté aproximadament la distribució dels valors de reflectivitat al llarg de la previsió, concloem que l'error, com a diferència de variables que segueixen distribucions normals, ha de seguir també una distribució normal. Aquest raonament no és vàlid quan incloem l'error en les errades i falses alarmes –com a la Figures 3.3 i 3.4-; en aquest cas ni la previsió ni l'observació segueixen una distribució normal perquè estem incloent una certa proporció de valors nuls (0 dBZ en previsió o en observació) i per tant la diferència no té perquè seguir una distribució normal.

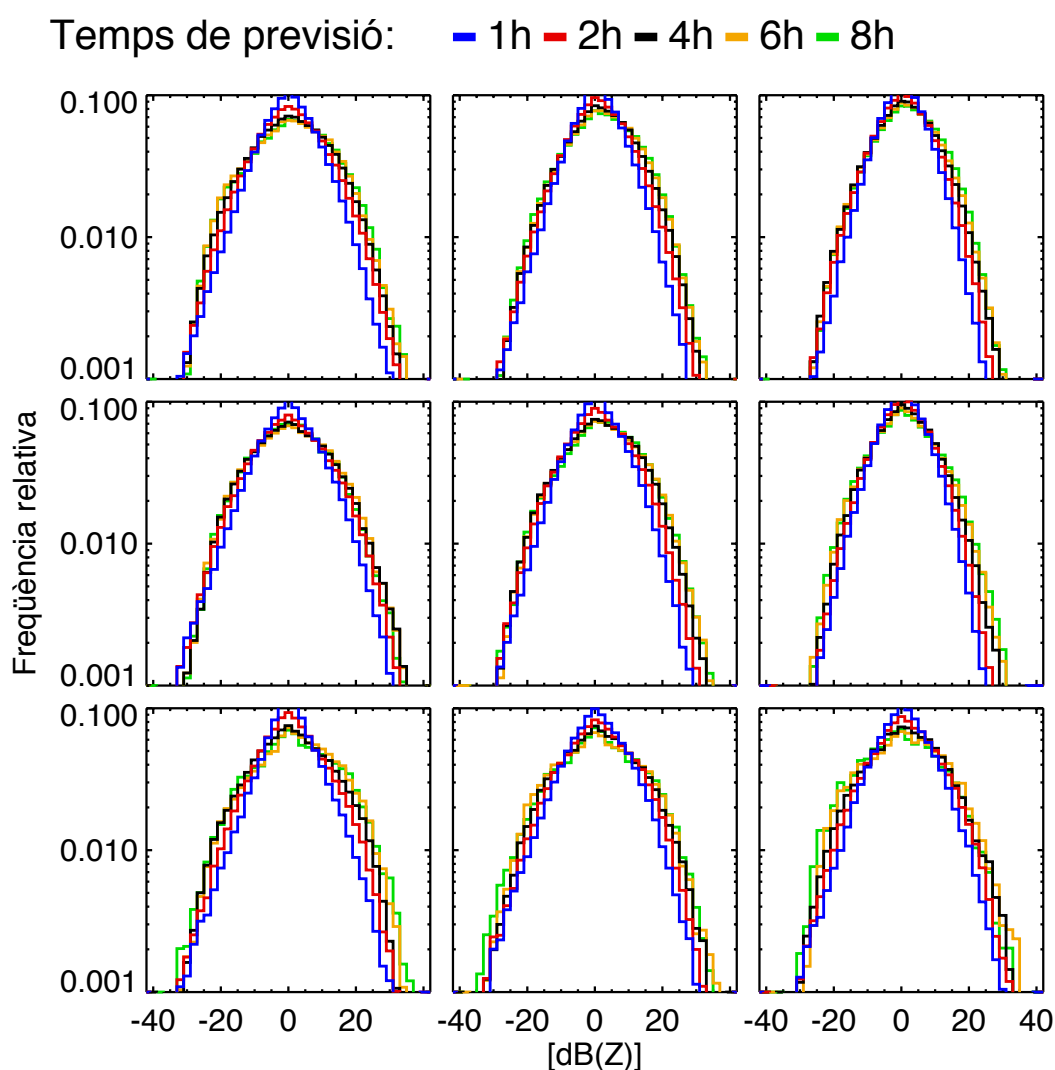


Figura 3.5. Distribució de l'error durant el període de primavera en cada subdomini per a diferents temps de previsió restringida als encerts. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Cada línia de color –blau, vermell, negre, groc, verd- representa la distribució de l'error de la previsió a diferents temps de previsió - 1h, 2h, 3h, 4h, 6h i 8h respectivament-.

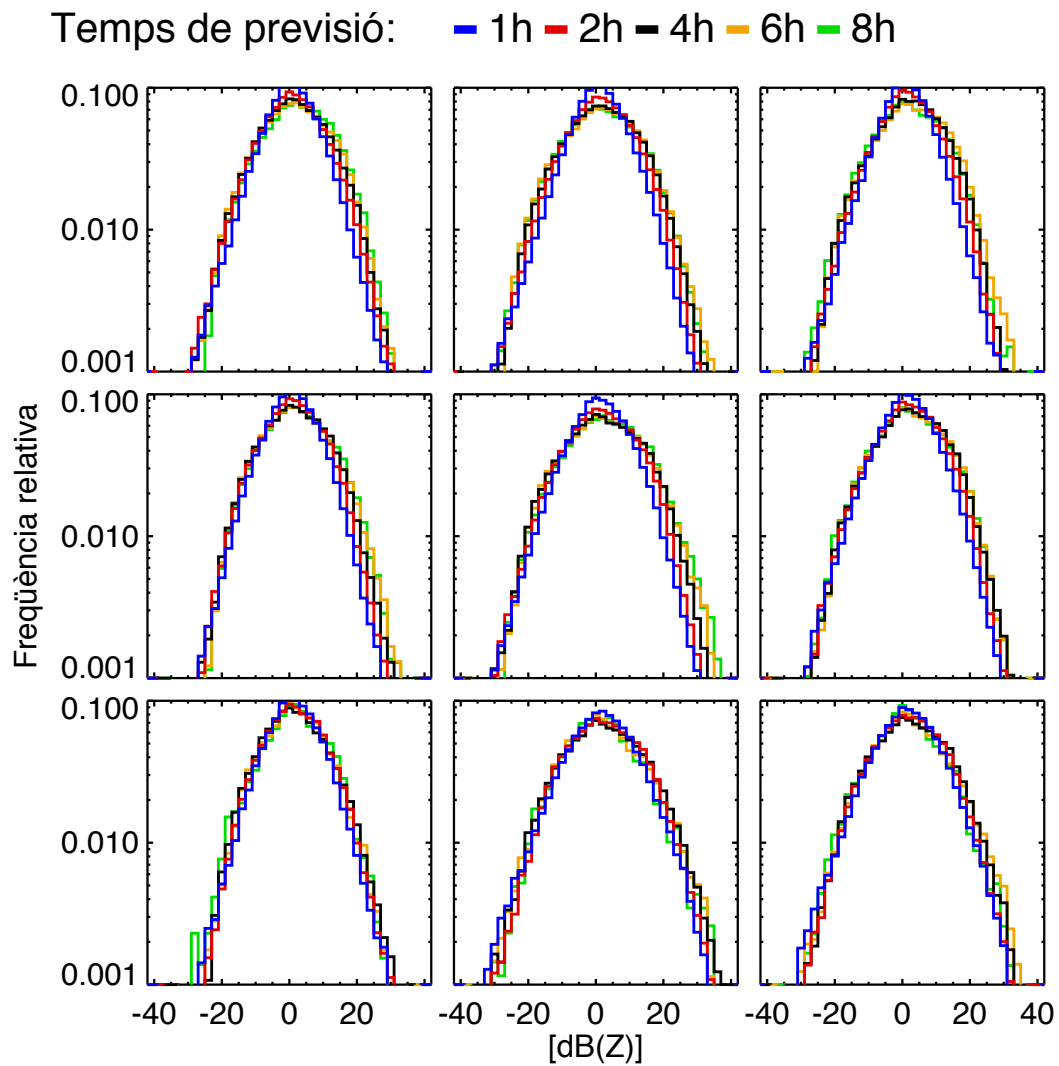


Figura 3.6. Distribució de l'error durant el període d'estiu en cada subdomini per a diferents temps de previsió restringida als encerts. Cada línia de color –blau, vermell, negre, groc, verd- representa la distribució de l'error de la previsió a diferents temps de previsió -1h, 2h, 3h, 4h, 6h i 8h respectivament-.

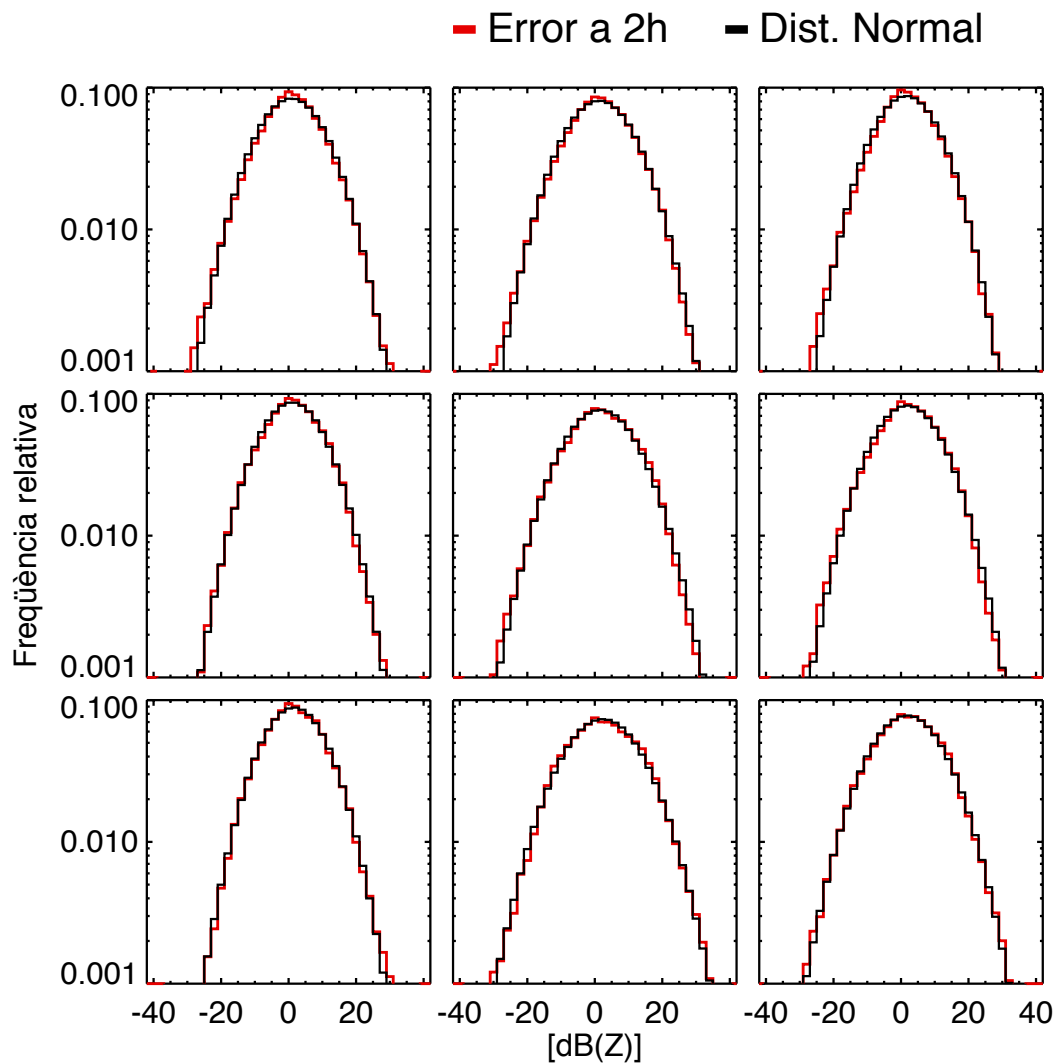


Figura 3.7. Distribució de l'error durant el període d'estiu en cada subdomini per el temps de previsió de 2h restringida als encerts. La línia vermella representa la distribució de l'error de la previsió a 2h i la negra correspon a distribucions normals amb les mateixes mitjanes i desviacions típiques.

El creixement i decreixement local de la precipitació a causa del cycle diürn no es pot predir amb l'algoritme de previsió MAPLE, a diferència del transport dels sistemes de precipitació com quantifiquen Berenguer et al. (2012). Per tant, com que la previsió manté aproximadament la distribució dels valors de la precipitació, es produeix un desplaçament temporal en les previsions que es pot veure en termes de l'àrea coberta a les Figures 3.8 i 3.9. Les gràfiques mostren l'evolució de la cobertura mitjana al llarg del dia en cada període tant per als camps de precipitació (observats i previstos) com per als camps d'error corresponents. La variació segons l'hora del dia de la cobertura mitjana de la precipitació observada (línia blava) és més marcada en els subdominis NW i N a la primavera (Figura 3.8) i als subdominis S i SE a l'estiu (Figura 3.9). Això respon a que en els subdominis NW i N es dona el transport cap a l'est de la convecció procedent de les Muntanyes Rocalloses (més enllà de la frontera occidental del nostre domini) molt sistemàticament a la primavera, mentre que a prop de la costa del Golf de Mèxic (subdomini S) la convecció associada a la brisa marina es repeteix diàriament a l'estiu,

fenòmens documentats per Carbone et al. (2002) i Surcel et al. (2010). Podem veure a les Figures 3.8 i 3.9 que en molts subdominis, increments en la cobertura de la pluja observada apareixen en la línia de la pluja prevista desplaçats aproximadament 4h, que és el temps de previsió corresponent a aquestes figures (per exemple al domini N a la Figura 3.8 o al dominis S i SE a la Figura 3.9). L'àrea coberta per un camp d'error és la unió de l'àrea coberta per l'observació i l'àrea coberta per la previsió, per tant la cobertura de l'error és més gran (o igual) que les de l'observació i la previsió i més petita (o igual) que la suma de les dues. Les gràfiques mostren que el cicle diürn de la precipitació observada i el cicle diürn (desplaçat) de la precipitació prevista produeixen un cicle diürn en la cobertura mitjana dels camps d'error.

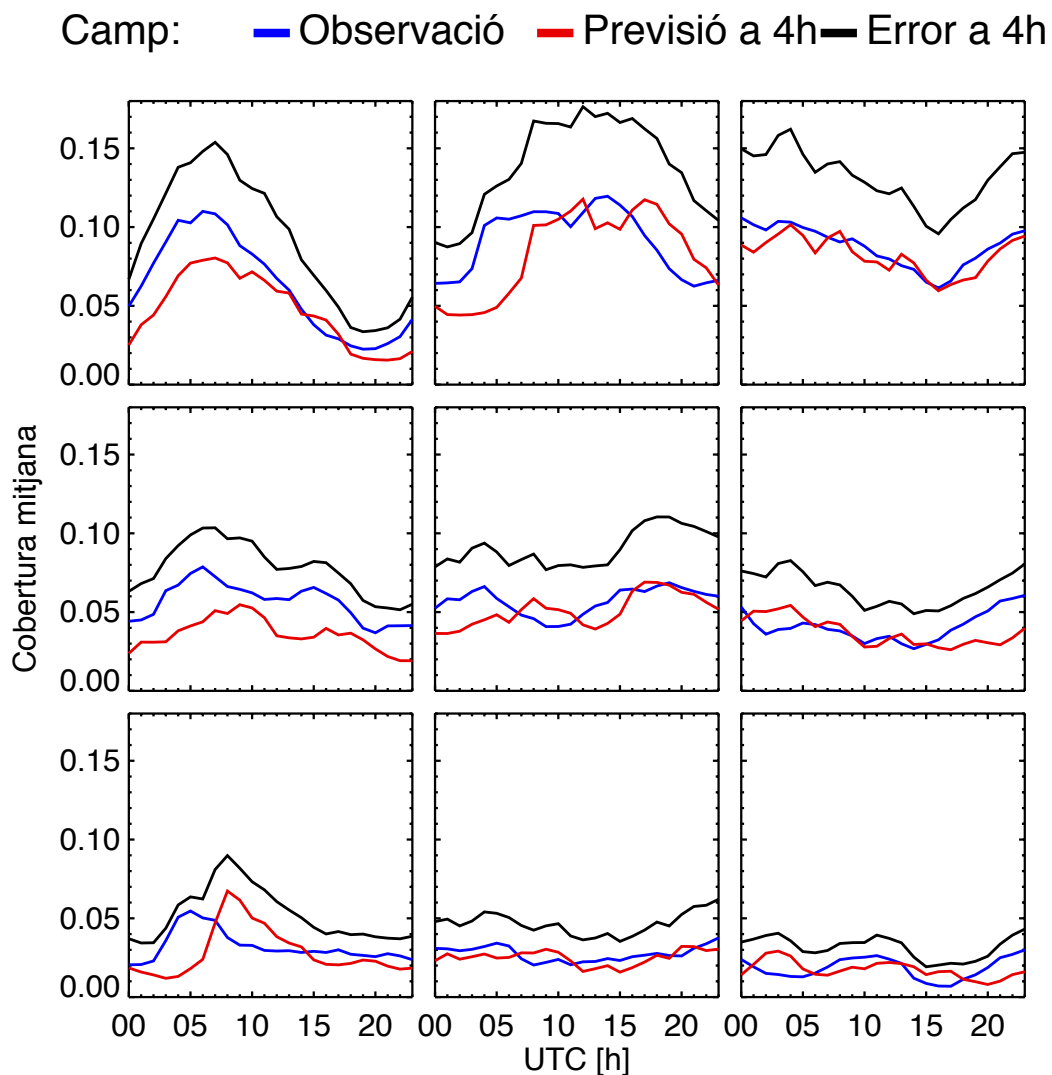


Figura 3.8. Evolució de la cobertura mitjana del període de primavera com a funció de l'hora del dia. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Les línies de colors blau, vermell i negre representen la cobertura mitjana dels camps observats, previstos 4h abans i dels camps d'error corresponents.

A la primavera observem que en els dominis NW i W (Figura 3.8) hi ha més àrea coberta en l'observació que en la previsió; una explicació almenys parcial d'això és que en aquests dominis es dona el creixement i el transport de sistemes convectius d'est a oest, de manera



que quan els sistemes són més grans es troben al límit est dels subdominis [vegeu la Figura 5c de Surcel et al. (2010) entre les latituds 100°W i 93°W aproximadament] i la previsió els porta més cap a l'oest fora del subdomini. Això explicaria que en els subdominis la quantitat d'àrea coberta no es manté al llarg de la previsió. Aquest fet no passa a l'estiu ja que, d'acord amb Surcel et al. (2010) la propagació cap a l'est dels sistemes convectius acaba aproximadament a longitud 95°W (dins els subdominis NW, W i W) mentre que a la primavera s'estén fins al voltant de 88°W (dins els subdominis N,C i S).

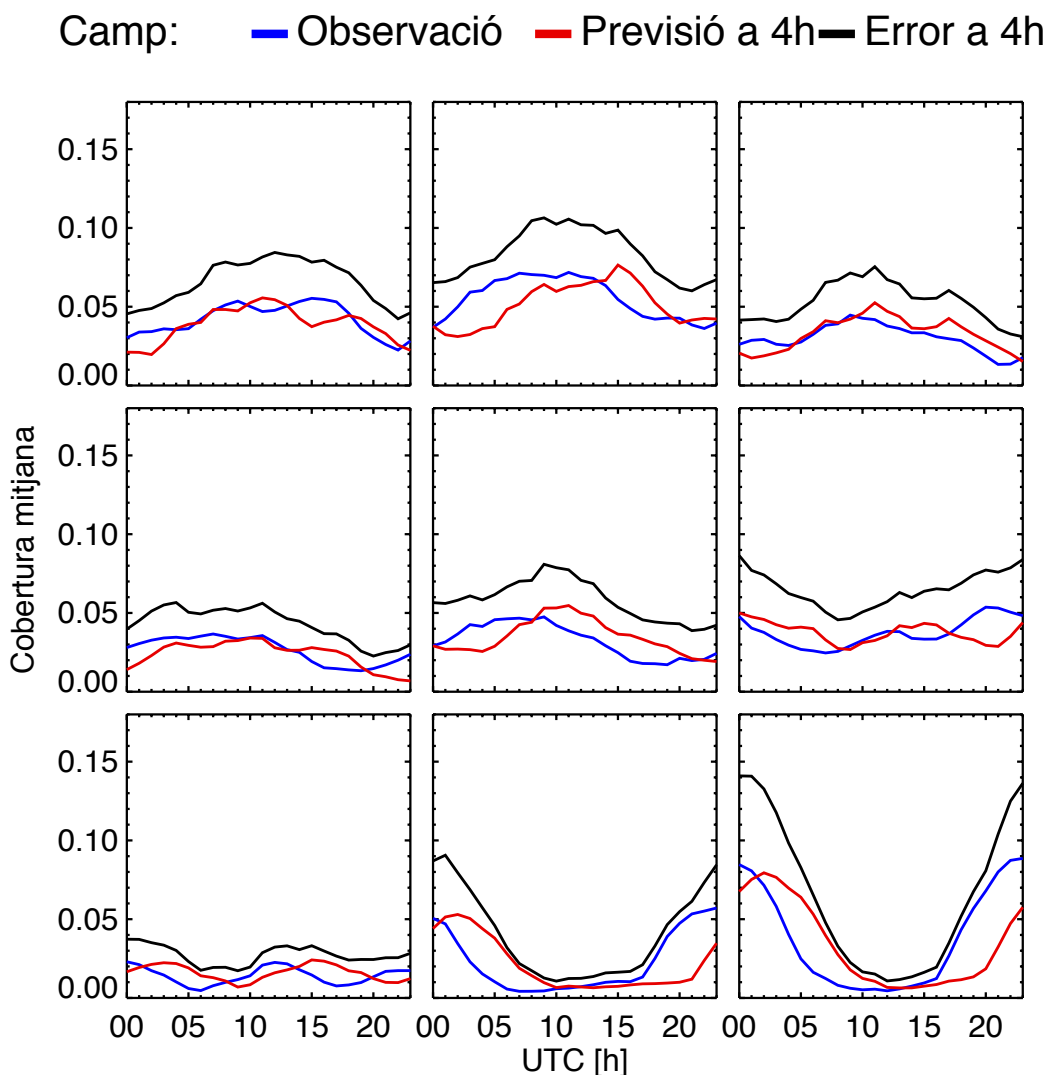


Figura 3.9. Evolució de la cobertura mitjana del període d'estiu com a funció de l'hora del dia. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Les línies de colors blau, vermell i negre representen la cobertura mitjana dels camps observats, previstos 4h abans i dels camps d'error corresponents.

De tota manera, els mecanismes involucrats en la propagació cap a l'est de la precipitació a la primavera no són els mateixos que els de l'estiu. Com expliquen Surcel et al. (2010) els sistemes de precipitació de la primavera de 2008 estan fortament influenciats per forçaments sinòptics –per això duren més i arriben més lluny-, mentre que a l'estiu són més importants els processos de mesoescala. La variació de la precipitació al llarg del dia al subdomini N, a la primavera està causada per la propagació dels sistemes que vénen de l'oest, mentre que a

l'estiu està determinada pel règim de pluja propi de la zona (vegeu Carbone i Tuttle, 2008; Surcel et al., 2010).

De la mateixa manera que en la cobertura, el creixement i decreixement causat pel cicle diürn de la precipitació té un efecte directe en la distribució de l'error en previsió a curt termini. A grans trets, un creixement de la precipitació després de generar la previsió comporta una subestimació de la precipitació i per tant valors negatius de l'error, anàlogament el decreixement porta a previsions que sobreestimen la precipitació i valors de l'error positius. Aquest fet es quantifica a les Figures 3.10 i 3.11 que mostra el biaix de la previsió en funció de l'hora del dia per als períodes de primavera i estiu respectivament. El biaix està condicionat a l'existència de l'error, és a dir, és la mitjana de l'error allà on està definit d'acord amb l'equació 3.1. El desplaçament temporal del cicle diürn en la previsió es trasllada també al biaix, per exemple, a la primavera en els subdominis N i SW es pot veure que les diferents línies (corresponents a diferents temps de previsió) comencen a créixer seqüencialment. A l'estiu també es veu el mateix en els subdominis NW, N i W. En altres subdominis és menys evident però també es pot apreciar.

La subestimació en els dominis NW, N, W, SW a la primavera entre les 0000 UTC i les 0500 UTC aproximadament (Figura 3.10) es deu a la incapacitat de MAPLE de predir el creixement dels sistemes de precipitació iniciats al peu de les Muntanyes Rocalloses i propagats cap a l'est diàriament [creixement quantificat per Surcel et al. (2010) a les Figures 14a i 14c]. En el subdomini C passa el mateix encara que no és tan evident.

A l'estiu també es dona aquesta subestimació entre les 0000 UTC i les 0005 UTC als subdominis NW, N, W i C (Figura 3.11), però com hem comentat més amunt només als NW i W és causat per la propagació dels sistemes procedents de l'oest. A més hi ha un senyal diürn molt marcat en els subdominis S i SE (Figura 3.11) com a conseqüència de l'esmentada convecció associada a la brisa marina, consistent amb el cicle diürn en aquesta zona que van trobar Surcel et al. (2010; vegeu Figures 14b i 14c).

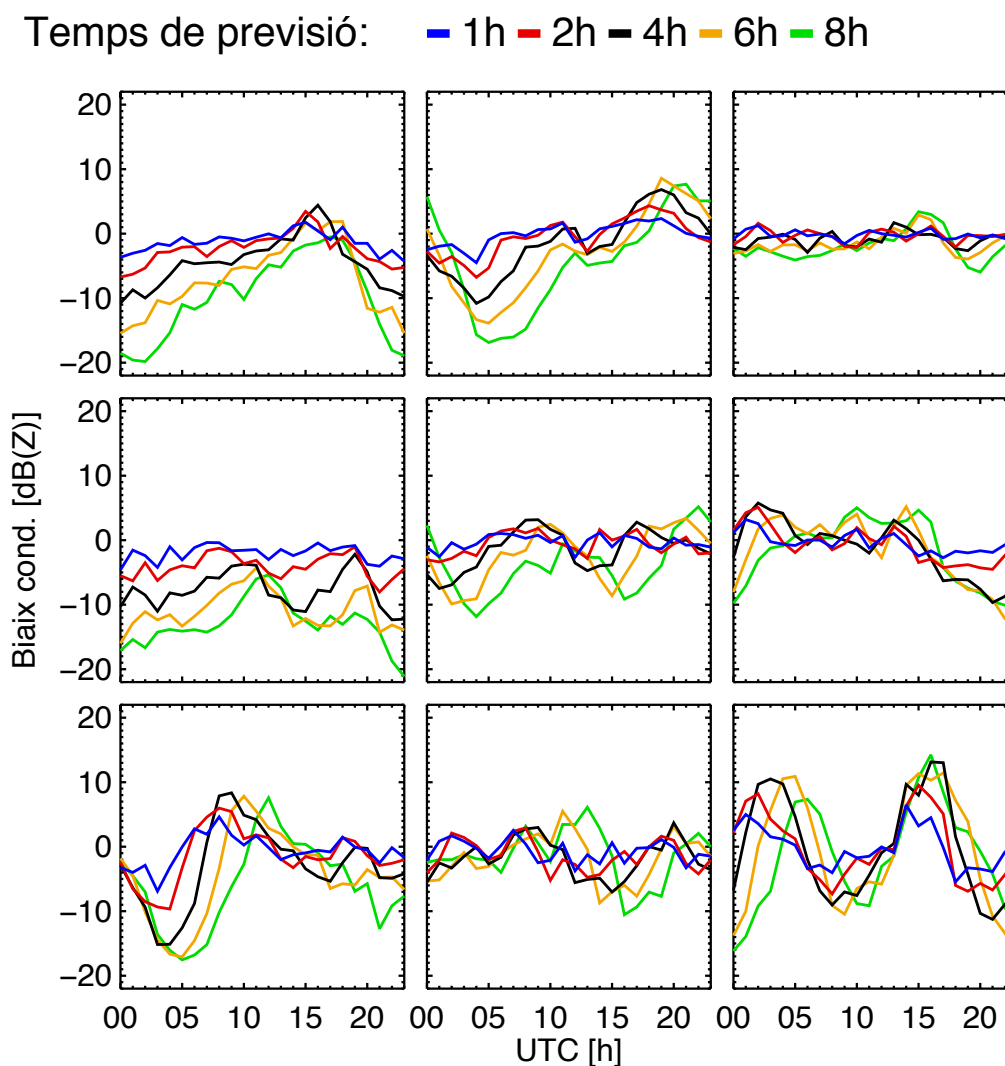


Figura 3.10. Evolució del biaix condicionat a l'existència d'error com a funció de l'hora del dia per a la primavera. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Les línies de colors blau, vermell, negre, groc i verd corresponen als temps de previsió d'1, 2, 4, 6 i 8 hores.

Al subdomini SW s'observa un senyal semidiürn en el biaix (Figura 3.11) que reproduïx un cicle semidiürn de la pluja. En la Figura 3.9 s'observa aquest cicle semidiürn per a la cobertura mitjana (només per a 4h d'anticipació, domini SW) encara que hi ha poca àrea coberta tant pels camps de precipitació com pel de l'error. Observem un altre senyal semidiürn a la primavera al subdomini SE. També en aquest cas es pot observar (Figura 3.8, domini SE) uns valors baixos de cobertura, que denoten una mostra petita d'error i per tant els resultats en els dos casos poden estar amplificant característiques més circumstancials que no sistemàtiques. En altres subdominis el senyal diürn de l'error és dèbil perquè ho és el de la precipitació (per exemple al domini NE tant a la primavera com a l'estiu).

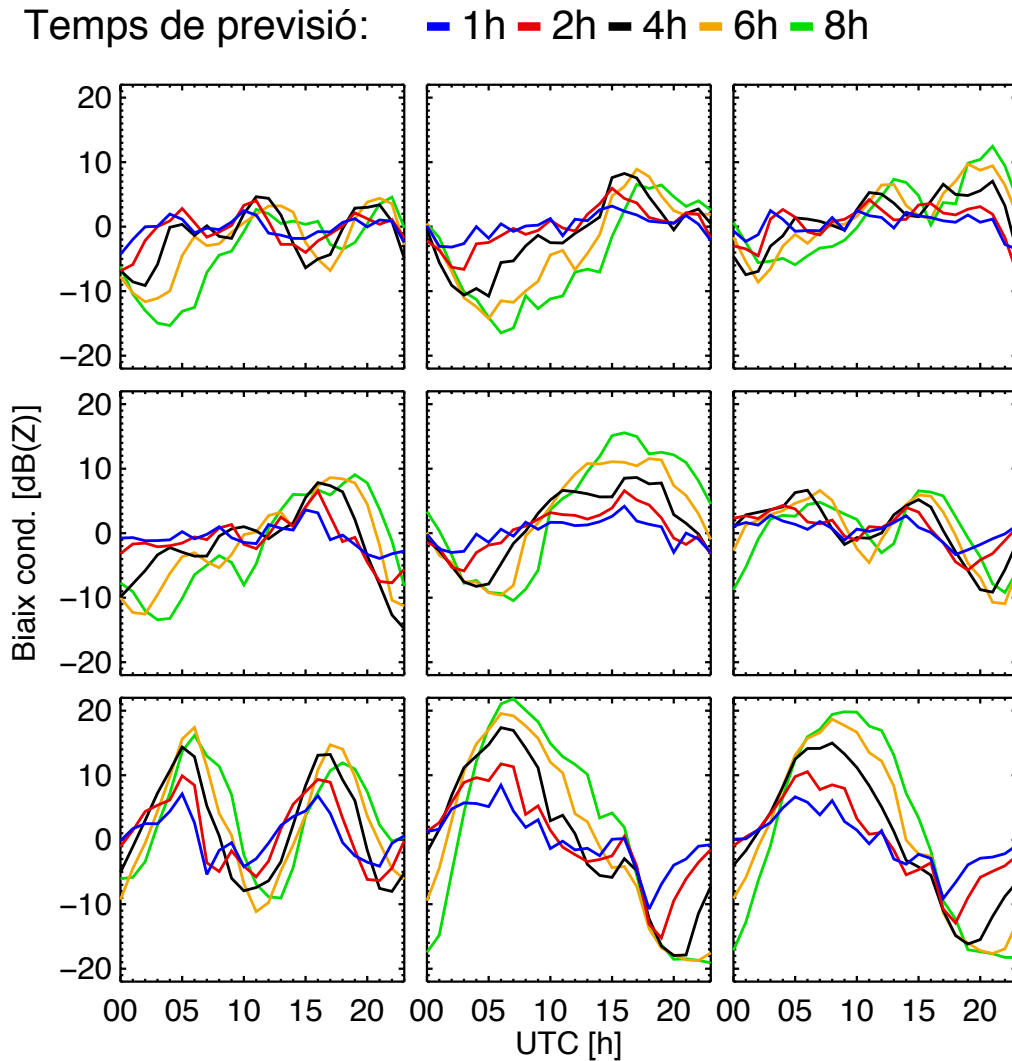


Figura 3.11. Evolució del biaix condicionat a l'existència d'error com a funció de l'hora del dia per a l'estiu. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Les línies de colors blau, vermell, negre, groc i verd corresponen als temps de previsió d'1, 2, 4, 6 i 8 hores.

El biaix indica la tendència de l'error en certa hora del dia, però per tenir informació més completa necessitem una mesura de dispersió com la desviació típica. Les Figures 3.12 i 3.13 mostren la dependència de la desviació típica de l'hora del dia per cada subdomini i temps de previsió. En general, la desviació típica és més alta pels temps de previsió més llargs, i segueix certs patrons diürns. En particular, creix amb el temps de previsió fins a les 4h, i en les 6 i 8 hores d'anticipació aproximadament es manté. Hi ha algunes excepcions com en alguns subdominis a l'estiu en què apareixen alguns mínims en els temps de previsió més alts (Figura 3.13, subdominis S i SE). Observem que aquests mínims coincideixen aproximadament amb màxims en el biaix (Figura 3.11, subdominis S i SE). Això s'explica per com es comporten els camps d'error quan el temps de previsió és alt (6h-8h): les àrees cobertes per l'observació i la previsió tenen poca coincidència (hi ha pocs encerts i força errades i falses alarmes) i per tant la dispersió del camp d'error és alta; quan l'àrea observada es redueix i la prevista es manté – com passa en aquests subdominis- arriba un moment que el camp d'error s'assembla al camp

previst (hi ha poques errades, pocs encerts i moltes falses alarmes), llavors es dona un màxim en el biaix (màxima sobreestimació) i alhora la dispersió del camp d'error s'acosta a la dispersió del camp previst (molt més petita que la dispersió d'un camp d'error on les errades i les falses alarmes estan equilibrades). D'aquí la coincidència entre mínims en la desviació típica i màxims en el biaix en els subdominis S i SE.

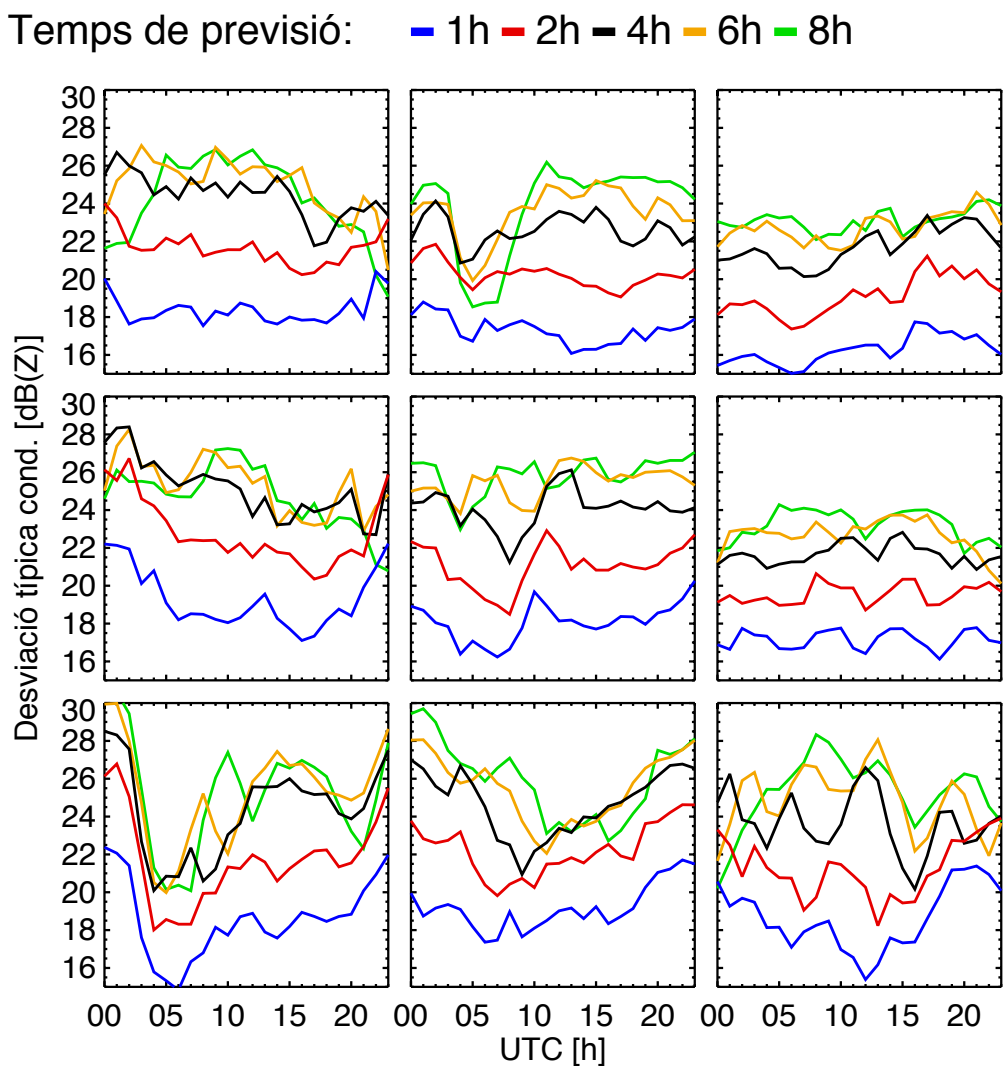


Figura 3.12. Evolució de la desviació típica condicionada a l'existència d'error com a funció de l'hora del dia per al període de primavera. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Les línies de colors blau, vermell, negre, groc i verd corresponen als temps de previsió d'1, 2, 4, 6 i 8 hores.

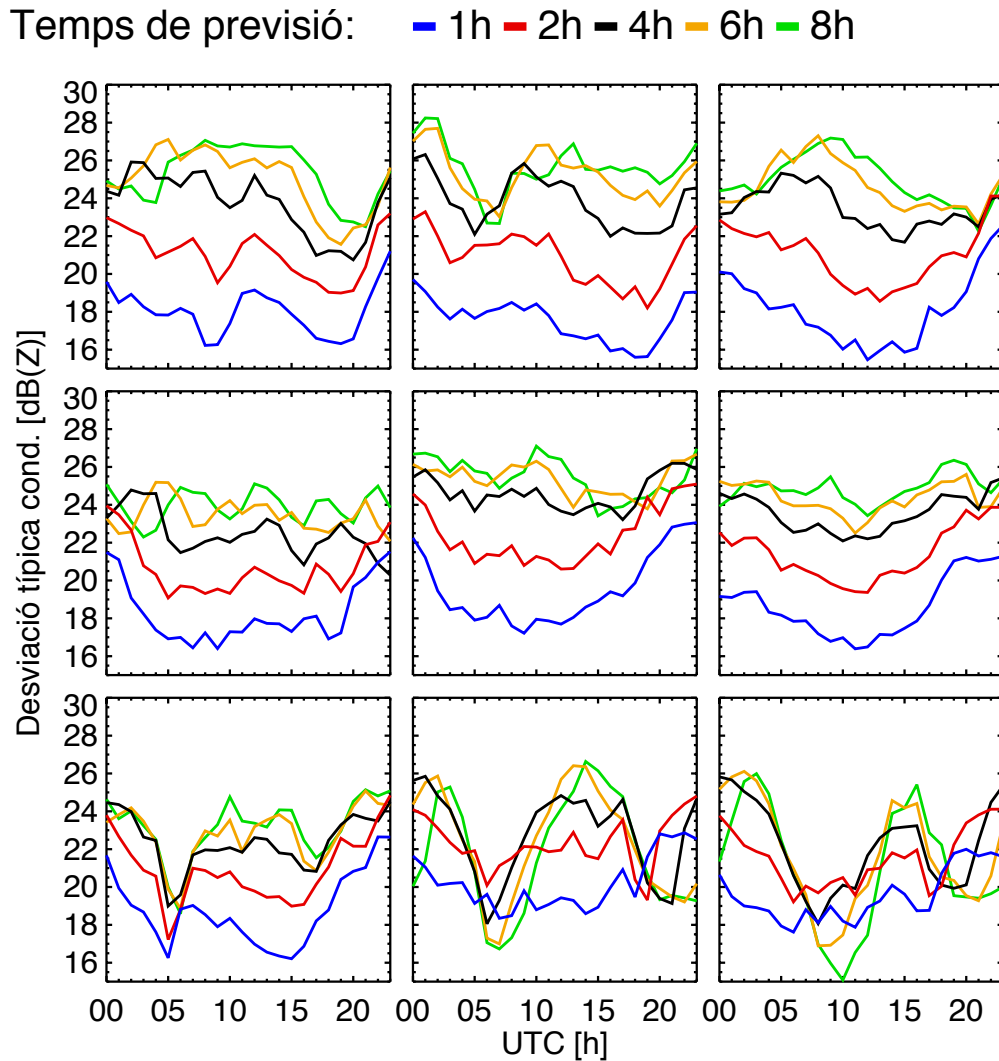


Figura 3.13. El mateix que a la Figura 3.12 però per a l'estiu.

### 3.3.3 Anàlisi d'escales

Les diferents escales dels camps de precipitació influeixen en la variabilitat dels camps d'error de manera diferent. Amb aquesta finalitat estudiem l'espectre wavelet [vegeu, per exemple, Turner et al. (2004)]. L'espectre wavelet d'un camp d'error relaciona cada escala de la precipitació (tal com la captura l'anàlisi wavelet) amb la seva contribució al segon moment de la distribució (que és una mesura de la variabilitat directament relacionada amb la variància). En aquesta Secció, ens interessa la importància relativa d'aquesta contribució a la variabilitat més que el seu valor absolut, per això fem servir l'espectre wavelet normalitzat pel segon moment de la distribució calculat a partir de les funcions wavelet de Haar (Haar 1910). L'espectre wavelet està directament relacionat amb l'espectre de Fourier [vegeu Hudgins et al. (1993)] i amb la correlació espacial (vegeu Secció 2.3.3). Així, en l'anàlisi d'escales veiem la correlació espacial des d'un altre angle que descompon la variabilitat en les escales presents al camps d'error.

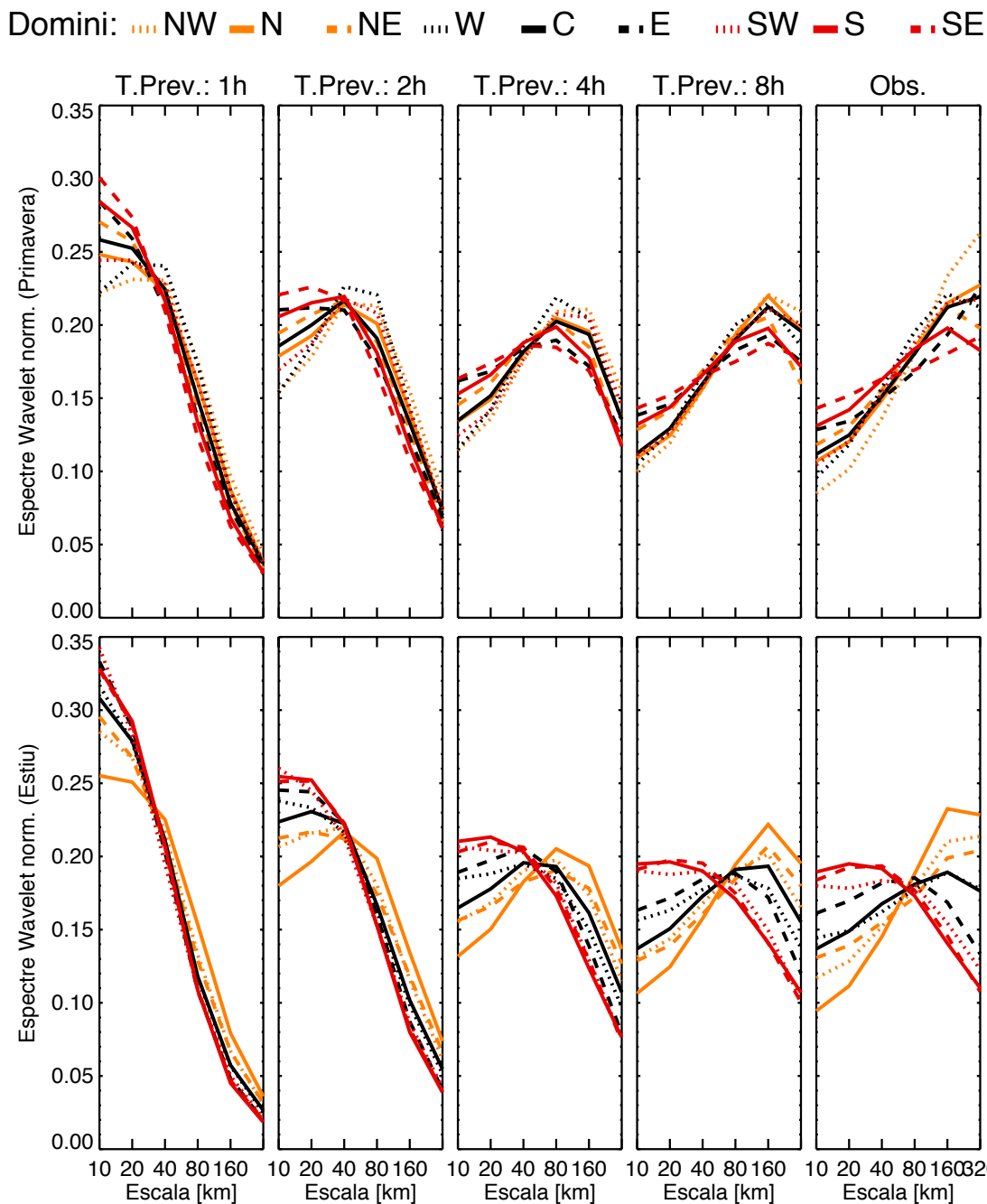


Figura 3.14. Espectres wavelet mitjans normalitzats dels camps d'error corresponents a cada estació (fila), temps de previsió (columna) i subdomini (tipus i color de les línies). A l'última columna hi ha els espectres dels camps de precipitació observada.

A la Figura 3.14 es mostren els espectres wavelet mitjans normalitzats dels camps d'error juntament amb els dels camps observats. Hi veiem que els espectres dels camps d'error s'assemblen cada vegada més als espectres de la precipitació observada quan augmenta el temps de previsió. Això és en bona part perquè a mesura que s'incrementa el temps de previsió, hi ha més errades i falses alarmes, provocant que els camps d'error segueixin patrons semblants als dels propis camps de precipitació observats. Per al temps de previsió d'1 hora veiem que en els camps d'error domina l'escala de 10 km en els subdominis del nord, mentre que en els subdominis de més cap al sud el pes relatiu es desplaça cap a l'escala de 20 km

(tant per a la primavera com per a l'estiu). Amb el temps de previsió de 2h l'escala de 10 km ja ha perdut pes en general però es mantenen les diferències entre latituds a l'estiu. A l'error a 4h ja hi ha un comportament diferenciat entre el nord i el sud a l'estiu però no a la primavera, tendint cap als espectres de l'observació. Els espectres dels camps d'error a 8h ja són molt semblants als dels camps de precipitació observats (excepte en el pes relatiu de les escales de 160 i 320 km). Les diferències en la importància de cada escala entre subdominis a l'estiu encaixen amb el fet que en aquesta època als dominis del nord predominen els sistemes de precipitació de gran escala, mentre que al sud és característica la pluja convectiva. A la primavera, en canvi, les escales grans dominen arreu.

S'ha estudiat que el cicle diürn afecta les diferents escales de la pluja de maneres diferents (Berenguer et al., 2008; Borque et al., 2010), però en el nostre cas, analitzant camps d'error en lloc de camps de pluja, les variacions de l'espectre de l'error segons l'hora del dia són relativament petites (no es mostra), aparentment els espectres dels camps d'error depenen més del temps de previsió.

### 3.3.4 Autocorrelació temporal de l'error

La funció d'autocorrelació temporal de l'error s'ha calculat amb la formulació introduïda per Zawadzki (1973) que no resta la mitjana, evitant així hipòtesis sobre l'estacionarietat de l'error:

$$f_{\tau}(\Delta t) = \frac{\sum_{x,y,t} \varepsilon(x,y,t,\tau) \cdot \varepsilon(x,y,t+\Delta t,\tau)}{\sqrt{\sum_{x,y,t} \varepsilon(x,y,t,\tau)^2 \sum_{x,y,t} \varepsilon(x,y,t+\Delta t,\tau)^2}} \quad (3.2)$$

Així, aquesta funció quantifica la persistència de l'error al llarg del temps en cada posició fixada. Les Figures 3.15 i 3.16 mostren les funcions d'autocorrelació temporal de l'error per cada temps de previsió juntament amb la funció d'autocorrelació temporal de la precipitació. Observem que a la primavera (Figura 3.15) la precipitació tendeix a tenir correlacions més altes als subdominis del nord i de l'oest coincidint aproximadament amb on hi ha més àrea coberta per la precipitació (Figura 3.8). A l'estiu els valors per a la precipitació són en general més baixos mantenint-se només per als subdominis NW i N (Figura 3.16) que és on es donen els sistemes de precipitació de més gran escala. Els valors de l'autocorrelació temporal són baixos i augmenten a mesura que s'incrementa el temps de previsió, aquest fet es pot atribuir –com en el cas dels espectres wavelet de la Secció 3.3.3- a que els camps d'error s'assemblen cada cop més als camps de precipitació, i per tant també la seva autocorrelació temporal.



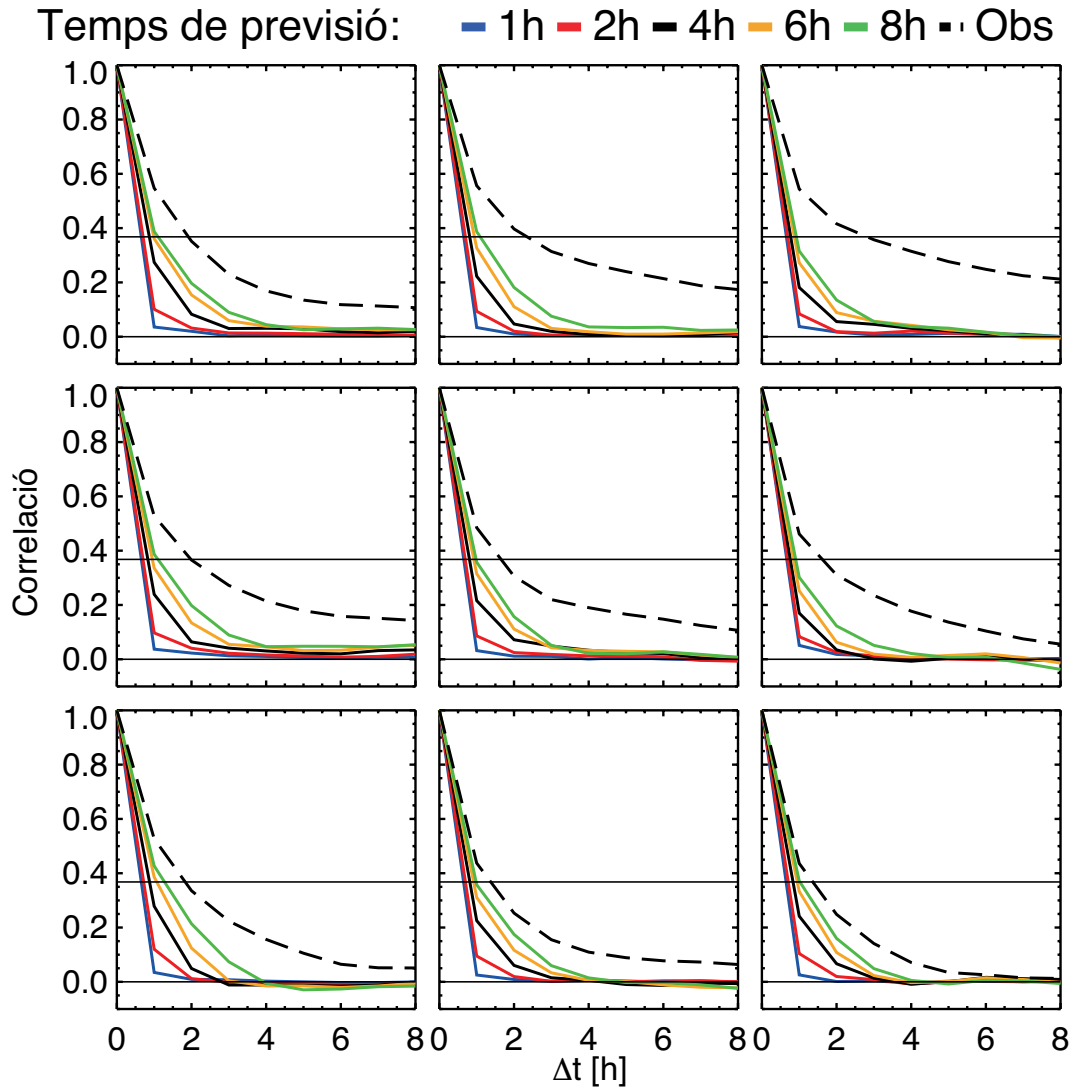


Figura 3.15. Funcions d'autocorrelació temporal de la precipitació (línies discontinues) i de l'error (línies contínues) al llarg del temps d'observació per als temps de previsió d'1, 2, 4, 6 i 8 hores (línies de color blau, vermell, negre, groc i verd respectivament) corresponents a la primavera. Cada requadre correspon al subdomini en la mateixa posició relativa que en la Figura 3.1. Línies primes horitzontals marquen els valors de correlació de 0 i de 1/e. El punt de tall de les funcions amb la línia 1/e determina el *temps de decorrelació*.

Com que les previsions es generen a partir d'un camp observat (i d'un camp de moviment) per a tots els temps de previsió, podem esperar certa consistència temporal al llarg del temps de previsió ( $\tau$ ) a part de la consistència al llarg del temps d'observació ( $t$ ) com hem fet més amunt. Necessitem caracteritzar la consistència temporal de l'error al llarg del temps de previsió, per tenir en compte l'efecte en l'error de partir d'un mateix camp observat en una seqüència de previsions; també és útil de cara a la generació d'ensembles de camps de pluja previstos, que caldrà simular també per a tots els temps de previsió de manera consistent. Per quantificar-la podríem utilitzar la funció d'autocorrelació següent:

$$\rho'(\Delta\tau) = \frac{\sum_{x,y,t,\tau} \varepsilon(x,y,t,\tau) \cdot \varepsilon(x,y,t+\Delta\tau,\tau+\Delta\tau)}{\sqrt{\sum_{x,y,t,\tau} \varepsilon(x,y,t,\tau)^2 \sum_{x,y,t,\tau} \varepsilon(x,y,t+\Delta\tau,\tau+\Delta\tau)^2}} \quad (3.3)$$

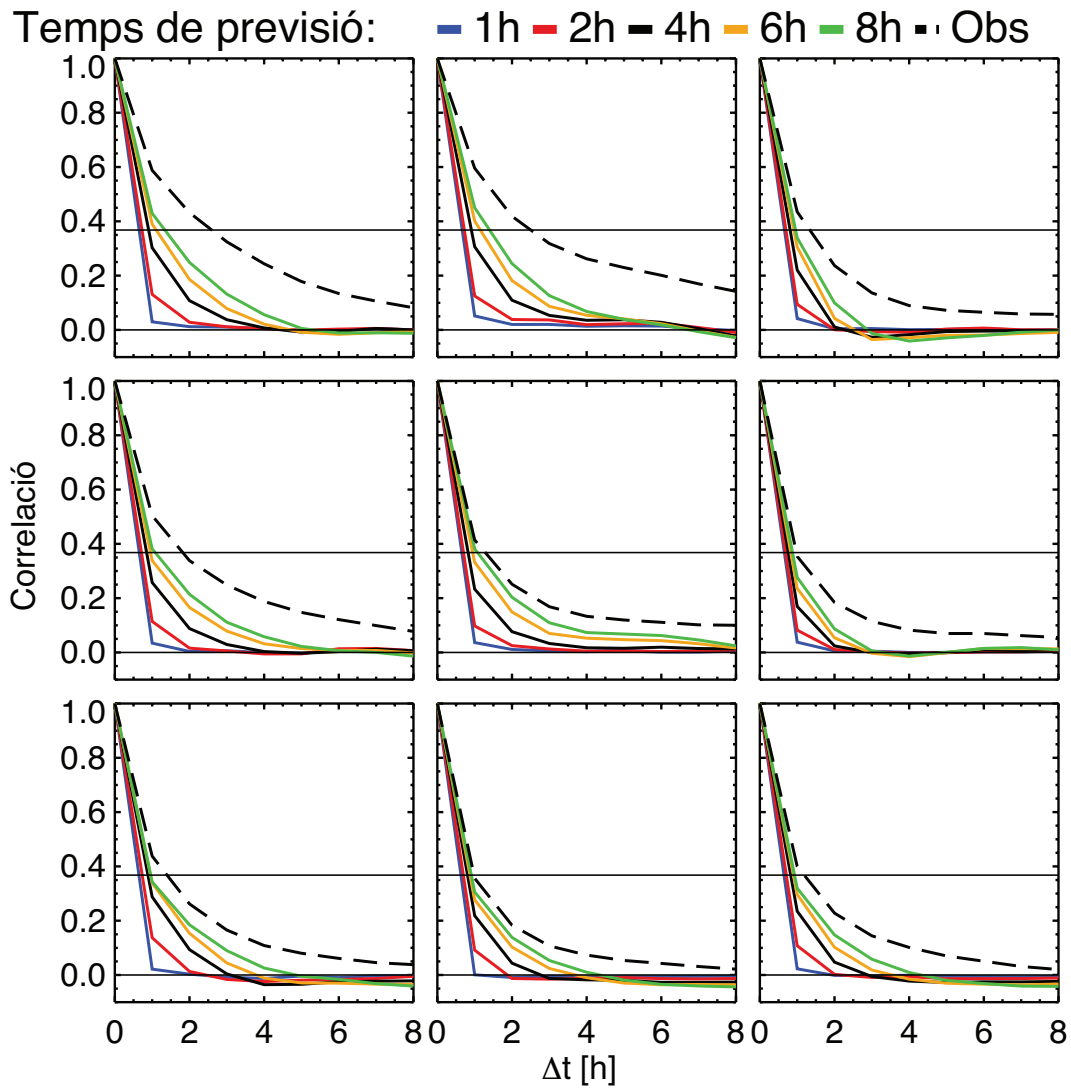


Figura 3.16. El mateix que a la Figura 3.15 però per a l'estiu.

Però com que sabem que la variabilitat dels camps d'error augmenta clarament amb el temps de previsió (vegeu l'anàlisi de la desviació típica a la Secció 3.3.2). Per compensar això en el càlcul de l'autocorrelació temporal fem una estandardització dels camps segons  $\tau$  i calculem l'autocorrelació dels camps estandarditzats:

$$\delta(x, y, t, \tau) = \frac{\varepsilon(x, y, t, \tau)}{\sqrt{\sum_{x, y, t} \varepsilon(x, y, t, \tau)^2}}$$

$$\rho(\Delta\tau) = \frac{\sum_{x, y, t, \tau} \delta(x, y, t, \tau) \cdot \delta(x, y, t + \Delta\tau, \tau + \Delta\tau)}{\sqrt{\sum_{x, y, t, \tau} \delta(x, y, t, \tau)^2 \sum_{x, y, t, \tau} \delta(x, y, t + \Delta\tau, \tau + \Delta\tau)^2}} \quad (3.4)$$

A les Figures 3.17a i 3.18a tenim les funcions d'autocorrelació de l'error segons l'equació 3.4., que quantifiquen el grau de consistència temporal de l'error al llarg del temps de previsió en cada posició fixada. Observem que prenen valors de correlació baixos (per sota de 0.4). També hem calculat l'autocorrelació temporal en el sistema de coordenades mòbil de la precipitació (funció d'autocorrelació lagrangiana al llarg del temps de previsió). D'aquesta manera es té en compte l'evolució del camp d'error en posicions que es mouen conjuntament amb el sistema de

precipitació. És raonable assumir que els camps d'error es mouen conjuntament amb la precipitació ja que les previsions s'obtenen suposant que els camps de moviment de la precipitació són estacionaris; i el desplaçament dels camps d'error està determinat pel desplaçament del camp previst i el desplaçament real de la precipitació. Aquestes funcions es mostren a les Figures 3.17c i 3.18c per a la primavera i l'estiu respectivament. Els valors de l'autocorrelació segueixen sense ser gaire alts però veiem que l'evolució de l'error en coordenades lagrangianes té més consistència temporal (valors fins a 0.6).

A més també es mostren com a referència les funcions d'autocorrelació temporal de la precipitació observada en coordenades fixes (eulerianes; Figures 3.17b i 3.18b) i en coordenades lagrangianes (Figures 3.17d i 3.18d). Com podíem esperar, els errors estan menys correlacionats que les observacions (l'autocorrelació de les observacions en coordenades lagrangianes assoleix valors significatius, de fins a 0.75). A més veiem que en l'error hi ha menys distinció entre subdominis que en els camps de precipitació observats, sobretot a l'estiu (que és quan hi ha tipus de pluja clarament diferenciats; a grans trets, convecció al sud i sistemes de gran escala al nord). Notem que, com que per a les observacions no hi ha distinció entre temps d'observació i temps de previsió, les funcions de les Figures 3.17b i 3.18b es corresponen amb les línies discontinües de les Figures 3.15 i 3.16 encara que no són idèntiques perquè en les corresponents al temps de previsió la mostra és més reduïda (per ser consistent amb els càlculs en coordenades lagrangianes que necessiten la informació dels camps de moviment no sempre disponible).

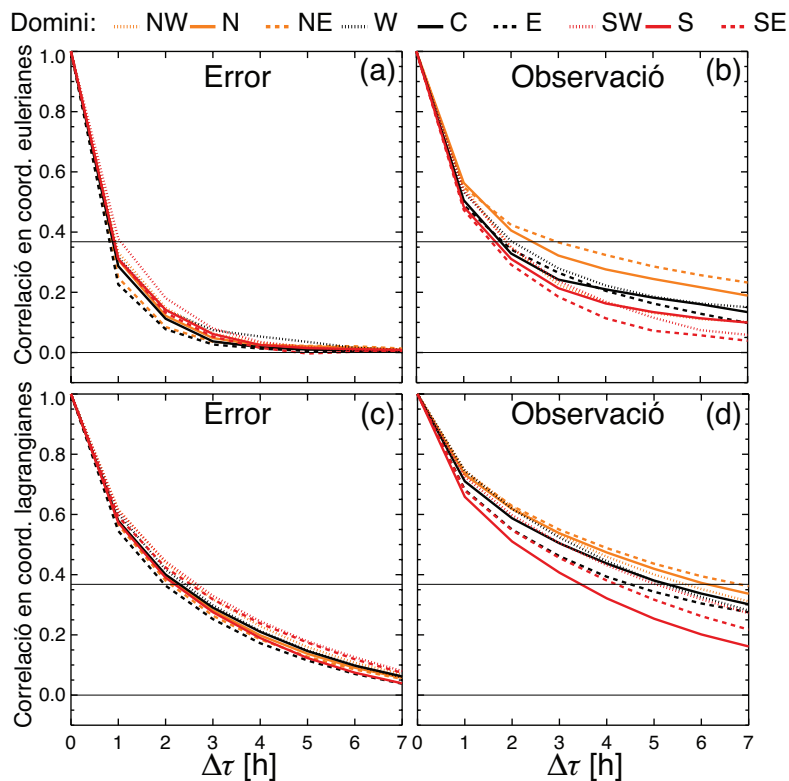


Figura 3.17. Funcions d'autocorrelació temporal al llarg del temps de previsió dels camps d'error en coordenades eulerianes (a) i lagrangianes (c) juntament amb les dels camps de precipitació observats també en coordenades eulerianes (b) i lagrangianes (d) per a la primavera. Cada línia correspon a un subdomini segons el color (latitud) i el tipus de línia (longitud).

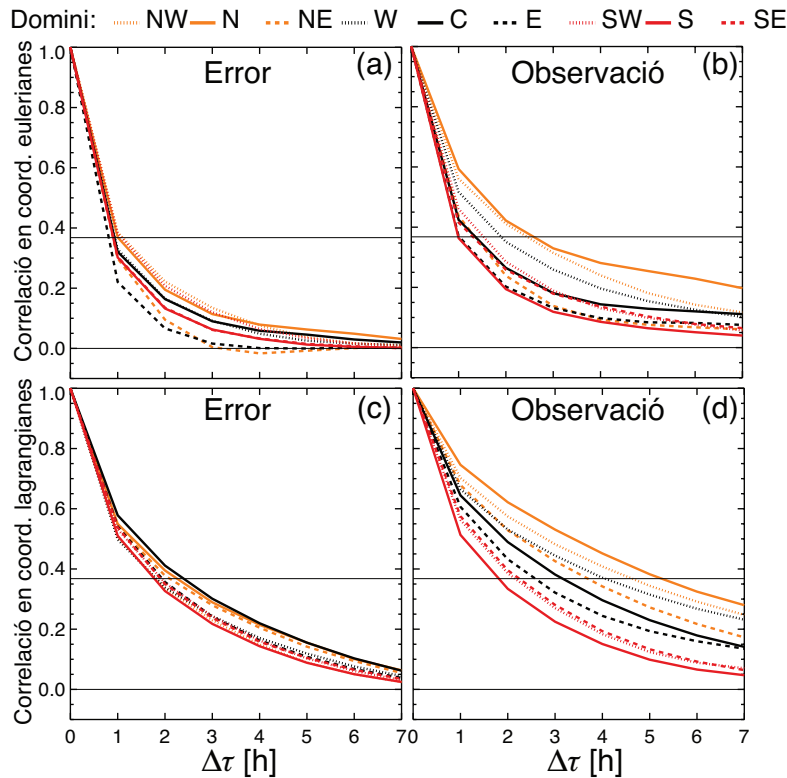


Figura 3.18. El mateix que a la Figura 3.17 per a l'estiu.

### 3.4 Conclusions i discussió

En aquest treball s'ha dut a terme una anàlisi estadística completa de l'error en les previsions de MAPLE per a dos períodes de 2008 corresponents a la primavera i l'estiu. La distribució de l'error segueix una distribució aproximadament normal quan s'analitzen els encerts, però les distribucions que inclouen tots els errors (encerts, errades i falses alarmes) es caracteritzen per fortes discontinuïtats en els valors corresponents al llindar de pluja/no-pluja que indiquen la presència d'errades i falses alarmes. S'han trobat i quantificat patrons diürns en l'error, que es relacionen directament amb el cicle diürn de la pluja i amb el fet que MAPLE no pot reproduir el creixement i decreixement local associat al cicle diürn de la precipitació. A la primavera s'observen cicles diürns marcats en el biaix i la desviació típica causats per la propagació i evolució de sistemes de precipitació procedents de les Muntanyes Rocalloses (fora del nostre domini), sobretot en els subdominis del nord-oest (NW, N, W, C). A l'estiu també passa el mateix en els dominis NW i W, mentre que en els subdominis N i C la variació diürna del biaix i la desviació típica es deu al cicle diürn de la pluja propi de la regió, que no es propaga. A l'estiu també es reflecteix clarament en els subdominis S i SE l'efecte de la convecció associada a la brisa marina que es repeteix diàriament.

La variabilitat en els camps d'error està dominada per les petites escales en els temps de previsió més curts, però a mesura que s'incrementa el temps de previsió, els camps d'error tendeixen a reproduir patrons espacials com els de la pròpia precipitació. Això vol dir que les escales grans són les dominants en el cas de la primavera, i que a l'estiu predominen les escales grans als subdominis del nord i les petites als subdominis del sud (d'acord amb el règim de pluja característic de cada zona). Per bé que els valors de l'autocorrelació temporal són més

aviat baixos, cal destacar la importància de tenir en compte el moviment de la precipitació a l'hora de quantificar-la.

S'han pres diverses decisions en la caracterització de l'error en la previsió, per exemple en la mateixa definició de l'error. La definició de l'error com a diferència en dBZ és equivalent (llevat d'un factor) a la presentada en la Secció 2.3.1 com a quocient en escala logarítmica. La diferència bàsica amb la definició utilitzada en estimació és que en previsió incloem en l'error les errades i les falses alarmes ja que, a diferència del que passa en estimació, tenen un paper important.

Per a l'anàlisi d'escales hem triat utilitzar l'espectre wavelet enlloc de l'espectre de Fourier bàsicament perquè les transformades wavelet permeten una descomposició per escales que depèn de la localització. Així, la simulació de camps que reproduïxin les mateixes propietats pot tenir en compte els diferents espectres wavelet de cada regió de manera simple i elegant. Per més detalls, Turner et al. (2004) expliquen els avantatges de les tècniques wavelet respecte les de Fourier en camps de pluja d'escala continental.

Una altra decisió és la hipòtesi de que els camps d'error es mouen conjuntament amb la precipitació observada, ja que el fenomen físic que aporta el moviment és la precipitació. Aquesta hipòtesi intervé quan utilitzem l'autocorrelació en coordenades mòbils per aïllar l'evolució temporal del camp d'error del moviment. Els valors d'autocorrelació trobats són més aviat baixos fet que cal atribuir almenys en part a que l'error és molt canviant en el temps, però també a la naturalesa del moviment de l'error. El moviment de l'error és combinació del moviment de la precipitació observada i del moviment de la previsió, aquest últim s'obté suposant estacionarietat en el moviment durant la previsió. Si l'estacionarietat es dóna, el moviment de l'observació i de la previsió són iguals, i el de l'error aproximadament també, però si no són tots tres diferents i el moviment de l'error no es pot aproximar pel moviment de la precipitació. Germann et al. (2006) troben que la font d'error de l'estimació del moviment té poca importància en comparació al creixement i decreixement pel que fa al grau d'incertesa de la previsió, i per tant la hipòtesi de l'estacionarietat és raonable. Tanmateix, també troben que suposant l'estacionarietat del moviment de la precipitació, la correlació entre previsió i observació és més alta entre les latituds  $38^{\circ}$  i  $45^{\circ}\text{N}$ , que és una regió en gran part fora del nostre domini. És probable que aquest fet contribueixi a que la correlació temporal dels errors sigui més aviat baixa, és a dir que la estacionarietat del moviment sigui poc clara en el nostre domini, i en conseqüència la hipòtesi de que els camps d'error es mouen aproximadament amb la precipitació observada no seria del tot assumible.

En diversos punts d'aquest estudi, trobem que les errades i les falses alarmes tenen un paper rellevant sobre tot per als temps de previsió més alts. Les errades i les falses alarmes corresponen en part a errors en l'estimació del camp de moviment, que com diuen Germann et al. (2006), tenen poca influència en comparació amb els errors causats pel creixement i decreixement de la precipitació. En el nostre cas, possiblement els errors en el camp de moviment tenen més importància a causa de les diferències en el domini espacial (aquí excloem la regió on el moviment és més estacionari per assegurar que el domini està ben

cobert per la xarxa de radars) i per la diferència entre períodes analitzats (mentre aquí fem servir dies naturals complets escollits només per ser de la primavera o l'estiu del 2008 encara que s'observi poca pluja, en el seu estudi fan servir episodis de pluja significatius).

L'objectiu final d'aquesta caracterització és la simulació estadística de sèries de camps d'error amb l'estructura apropiada (distribució, correlació espacial i temporal), de cara a la generació d'ensembles de previsions de pluja. La dependència de l'hora del dia és un fenomen que cal incloure en tals simulacions. També és d'interès tenir en compte els diferents patrons de cada regió (en les escales dominants, o segons l'hora del dia) dependents de la localització geogràfica. La consistència temporal és també un aspecte a considerar malgrat que els valors trobats no són gaire alts. Ja s'han proposat diversos mètodes per a la simulació de camps d'error en estimació de pluja com el de la Secció 2.4 o els que es presenten a la literatura (e.g. Llort et al., 2008; Germann et al., 2009; Villarini et al., 2009). Els pròxims esforços en la recerca se centraran a elaborar una metodologia per a la generació d'ensembles que reproduïxin la caracterització aquí trobada fent compatibles tots els aspectes esmentats.

# Capítol 4 Mètode invers per obtenir camps 3D de reflectivitat a partir de diversos radars

## 4.1 Introducció

L'estimació quantitativa de la precipitació (QPE per les seves sigles en anglès) ha estat una de les aplicacions principals dels radars meteorològics des dels seus inicis. Les fonts d'error en l'estimació de pluja s'han identificat (com explica Zawadzki, 1984) i s'han proposat diverses maneres de tractar-les (vegeu Sánchez-Diezma, 2001; Germann et al., 2006; Villarini i Krajewski, 2010). Tanmateix, malgrat els progressos recents en algorismes de correcció de dades radar i el millor coneixement de la física implicada en el procés de mesura de precipitació amb radars, els errors residuals encara són significatius.

En paral·lel als avenços en QPE i a l'estudi dels seus errors per a radars individuals, les xarxes de radars s'han anat desenvolupant per tot el món. Són aplicacions directes de les xarxes de radars l'obtenció d'estimacions de pluja en àrees cobertes per més d'un radar, el seguiment de sistemes de precipitació que es desenvolupen en àrees més grans que el domini d'un sol radar, i juntament amb això la previsió a molt curt termini d'aquests sistemes. A més, quan hi ha múltiples mesures disponibles en la mateixa àrea, fonts d'error com el bloqueig del feix del radar pel terreny, els errors associats amb la distància o l'atenuació causada per pluja intensa poden ser mitigades en el marc de les xarxes de radars (e.g. Zhang et al., 2005; Chandrasekar i Lim, 2008). Habitualment les estimacions de pluja de xarxes de radar s'obtenen en composicions que es construeixen seleccionant l'estimació d'un dels radars en cada punt. Aquesta selecció es duu a terme amb criteris com el valor observat màxim (com a intent d'evitar errors deguts a atenuacions fortes o bloquejos del feix) o l'observació del radar més proper (que considera la distància el factor més important en l'error). Altres opcions que es presenten a la literatura són el criteri de la mínima distància a la superfície (Michelson et al., 2000; centrat en l'altitud de les observacions) o l'ús d'índexs de qualitat (per exemple Fornasiero et al., 2006;

Friedrich et al., 2006; Peura i Koistinen, 2007) que requereix una definició a priori de descriptors de qualitat per cada observació i una combinació de les observacions basada en aquests (típicament una mitjana ponderada per la qualitat o pel criteri de màxima qualitat). Zhang et al. (2005) proposen una mitjana ponderada segons la distància per a construir mosaics tridimensionals de reflectivitat, que es poden veure com un pas previ a l'estimació de la pluja a la superfície. Progressos recents inclouen mantenir la consistència temporal entre mosaics en les tècniques de composició (Langston et al. 2007; Peura, 2010).

En aquest capítol, proposem un tècnica de composició alternativa per considerar fonts d'error en QPE a partir de la simulació. Un model que simuli com un radar pren mesures sobre un camp de precipitació es pot establir a partir de l'equació del radar (vegeu Doviak i Zrnic, 1992). Aquest model inclouria també les fonts d'error que volem considerar. Proposem construir tal model per cada radar de la xarxa mesurant sobre el mateix domini, i prendre les observacions reals de cada radar en un moment donat; aleshores, seguint el concepte d'un mètode invers (Menke, 1989), podem inferir el camp de pluja més realista d'acord amb els múltiples camps de reflectivitat observats pels radars de la xarxa.

S'ha dut a terme un experiment preliminar d'aquest enfocament fent servir dos radars de banda C a prop de Barcelona. El model de simulació usat té en compte l'increment del volum de mostreig amb la distància i l'atenuació per pluja intensa, que és d'especial interès en les xarxes de radars europees, en les que els radars de polarització simple amb longituds d'ona afectades per l'atenuació són nombrosos (Tabary et al., 2009). Aquest enfocament cerca treure el màxim rendiment de la informació en xarxa.

L'objectiu principal d'aquest estudi és presentar aquest mètode invers, desenvolupat per inferir mosaics de reflectivitat radar d'alta definició, i establir la seva utilitat analitzant el seu funcionament en dos casos d'estudi. El mètode obté camps tridimensionals mostrant l'estructura vertical que és informació rellevant per l'estimació de pluja (vegeu per exemple Franco, 2008). La regió d'interès i els casos d'estudi es presenten a la Secció 4.2.1. S'utilitzen com a referència dues tècniques de composició existents que es descriuen a la Secció 4.2.2. La metodologia proposada s'explica a la Secció 4.3 i l'anàlisi dels resultats està a la Secció 4.4. La Secció 4.5 inclou les conclusions i discussió sobre els resultats.

## **4.2 Configuració de l'experiment**

### **4.2.1 Dades utilitzades**

Les dades de radars utilitzades en aquest estudi van ser registrades amb dos radars de banda C a prop de Barcelona. Els dos radars pertanyen al Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) i estan separats uns 72 km. Un està al cim de La Miranda i l'altre al turó de Creu del Vent (vegeu Figura 4.1). D'aquí en endavant ens referirem a ells com els radars LMI i CDV respectivament. Les característiques principals dels dos radars es troben a la Taula 4.1.





Figura 4.1. Il·lustració de la situació dels radars i el domini d'anàlisi. La situació dels radars de La Miranda (LMI) i Creu del Vent (CDV) es mostren en un mapa topogràfic del nord-est de la península Ibèrica (a prop de Barcelona). Els radars estan separats 72 km aproximadament. El requadre indica l'àrea coberta pel domini tridimensional on es realitzen els mosaics.

	La Miranda (LMI)	Creu del Vent (CDV)
<b>Longitud d'ona</b>	5.3 cm	5.3 cm
<b>Durada de l'impuls</b>	5 $\mu$ s	5 $\mu$ s
<b>Amplada del feix (3-dB)</b>	1.1°	1.1°
<b>Potència transmesa (<i>peak power</i>)</b>	7.5 kW	7.5 kW
<b>Resolució azimuthal</b>	1°	1°
<b>Resolució radial</b>	1 km	1 km
<b>Abast màxim</b>	130 km	150 km
<b>Nombre d'elevacions</b>	16	16
<b>Elevació més baixa</b>	0.6°	0.6°
<b>Altitud</b>	910 m	825 m
<b>Resolució temporal</b>	6 min	6 min

Taula 4.1. Característiques principals dels dos radars de banda C usats en aquest estudi.

El funcionament de la metodologia desenvolupada s'ha analitzat en dos escombrats volumètrics de reflectivitat seleccionats de dos episodis diferents en els que hi havia dades disponibles de tots dos radars. El primer episodi és una situació convectiva que va tenir lloc durant el 17 i el 18 de setembre de 2009, especialment interessant per la presència de cèl·lules convectives en l'àrea coberta pels dos radars (un gran nombre de descàrregues elèctriques van

ser detectades amb els sensors de l'SMC en aquesta àrea entre les 1800 UTC i les 2100 UTC del 17 de setembre de 2009; SMC, 2009). La part superior de la Figura 4.2 mostra una secció vertical de l'escombrat seleccionat del radar LMI –corresponent a les 2006 UTC del 17 de setembre de 2009. Es pot observar el desenvolupament vertical d'una cèl·lula convectiva així com l'efecte de l'atenuació al seu darrere –marcat amb una línia discontinua a la Figura 4.2. El segon cas és un episodi bàsicament estratiforme que va tenir lloc entre el 4 i el 6 de febrer de 2010 i l'escombrat seleccionat va ser registrat el 4 de febrer de 2010 a les 1430 UTC. A la Figura 4.2 (part inferior) una secció vertical per aquest cas mostra la presència de la banda brillant a l'altitud de 2.2 km aproximadament.

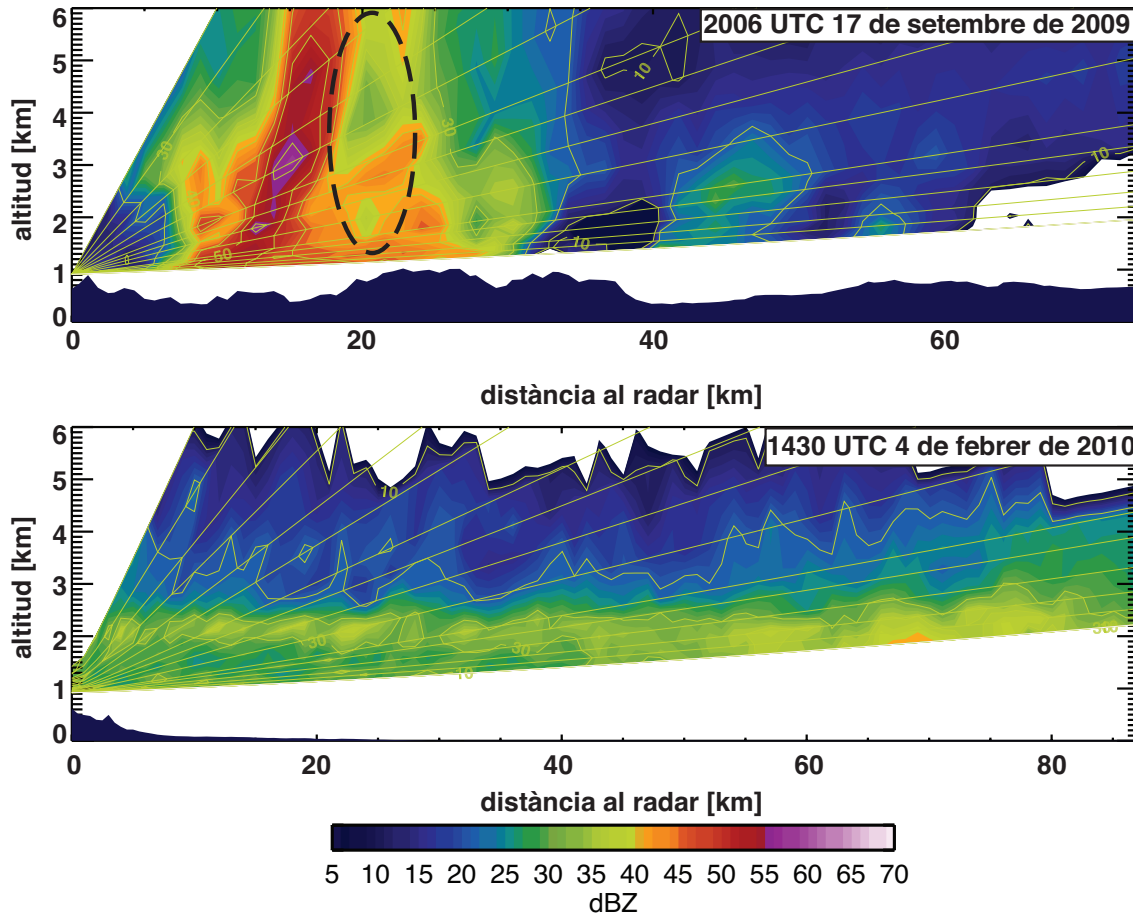


Figura 4.2. Seccions verticals de les observacions del radar LMI il·lustratives de la situació convectiva del 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC (dalt) i del cas estratiforme registrat el 4 de febrer de 2010 a les 1430 UTC (baix). A la part inferior de les seccions hi ha la topografia representada en negre.

En els dos casos d'estudi els ecos de terra s'han eliminat de les dades de radars fent servir les tècniques de Sánchez-Diezma (2001) i Berenguer et al. (2006) i l'efecte del bloqueig del feix ha estat reduït usant la tècnica de Delrieu et al. (1995). La finalitat d'això és l'ús de mesures de reflectivitat no contaminades (i.e. associades només a elements meteorològics). Les dades de radars s'han ajustat també amb estimacions de pluja d'una xarxa de pluviòmetres pels episodis sencers per compensar parcialment els errors de calibratge.

A més d'aquest ajust, en els escombrats seleccionats s'han compensat els biaixos entre radars restants. Això s'ha fet comparant mesures de reflectivitat en regions de l'espai equidistants entre els dos radars i seleccionades manualment per evitar fenòmens com l'atenuació o la

banda brillant. Les funcions de densitat de probabilitat resultants en les regions seleccionades es mostren a la Figura 4.3.

Els mosaics de reflectivitat s'han obtingut en un domini de  $75 \times 75 \times 7 \text{ km}^3$  amb un pas de malla de 500 m en les dues direccions horitzontals i 250 metres en la vertical. L'àrea coberta per la malla inclou les dues localitzacions dels radars (vegeu Figura 4.1).

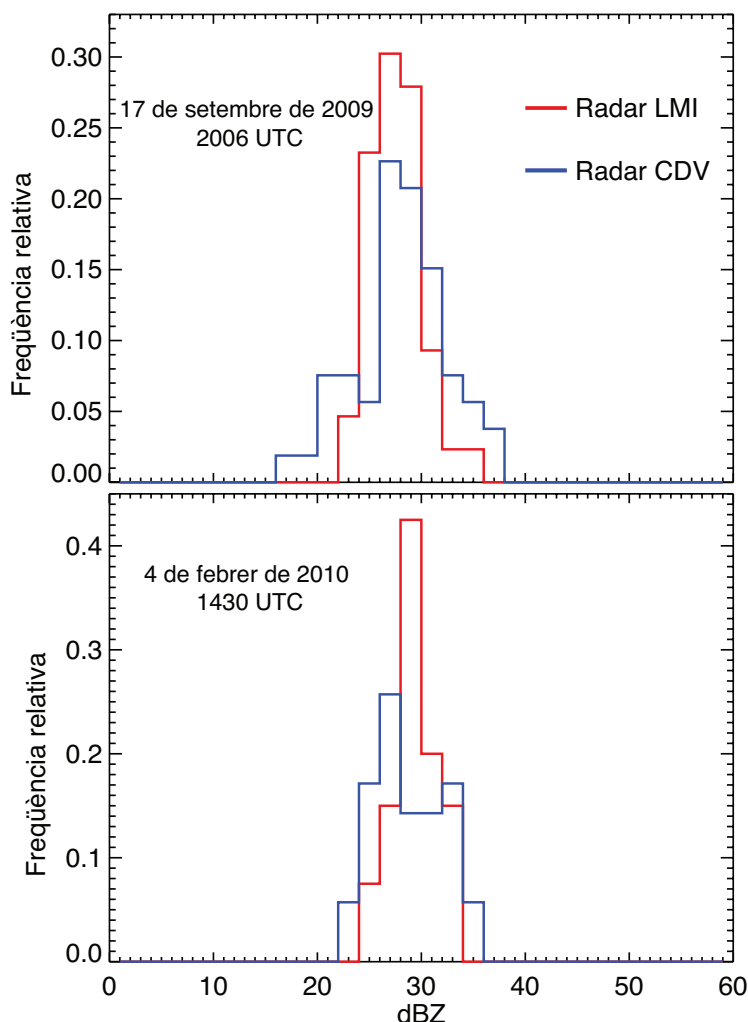


Figura 4.3. Dalt: Funcions de densitat de probabilitat dels valors de reflectivitat observats amb el radar LMI a una elevació de  $1.3^\circ$  (línia vermella) i el radar CDV a una elevació de  $1.7^\circ$  (línia blava) pel cas del 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC. Aquestes mesures van ser preses en una regió entre 2.5 i 2.75 km d'altitud coberta pels dos radar i no afectada per atenuació per pluja intensa. Baix: Funcions de densitat de probabilitat dels valors de reflectivitat observats amb el radar LMI a una elevació de  $0.8^\circ$  (línia vermella) i el radar CDV a la mateixa elevació (línia blava) pel cas del 4 de febrer de 2010 a les 1430 UTC. Aquestes mesures van ser preses en una regió entre 1.4 i 1.5 km d'altitud coberta pels dos radars i no afectada per la banda brillant. Els biaixos entre radars s'han eliminat.

#### 4.2.2 Mètodes existents de composició 3D

Diverses tècniques de composició es proposen a la literatura, bàsicament utilitzant productes 2D. Nosaltres comparem els resultats de la metodologia proposada amb dos mètodes de composició 3D: (M1) la tècnica del valor màxim, molt utilitzada en contextos operacionals, i (M2) una mitjana ponderada segons la distància proposada per Zhang et al. (2005) després d'estudiar diferents possibilitats per a un mosaic tridimensional amb la xarxa de radars WSR-88D (Weather Surveillance Radar-1988 Doppler) dels Estats Units d'Amèrica.

#### 4.2.2.a) M1: Tècnica del valor màxim

En un primer pas, les observacions dels dos radars es passen de coordenades polars a la malla cartesiana tridimensional introduïda a la Secció 4.2.1. Aquesta conversió es duu a terme amb l'algoritme del veí més proper, que preserva els valors extrems i la variabilitat a petita escala (Trapp i Doswell, 2000). Així obtenim dos volums de reflectivitat en la malla cartesiana tridimensional corresponents a les observacions de cadascun dels dos radars. Aleshores se selecciona el valor màxim en cada punt de la malla com il·lustra la Figura 4.4.

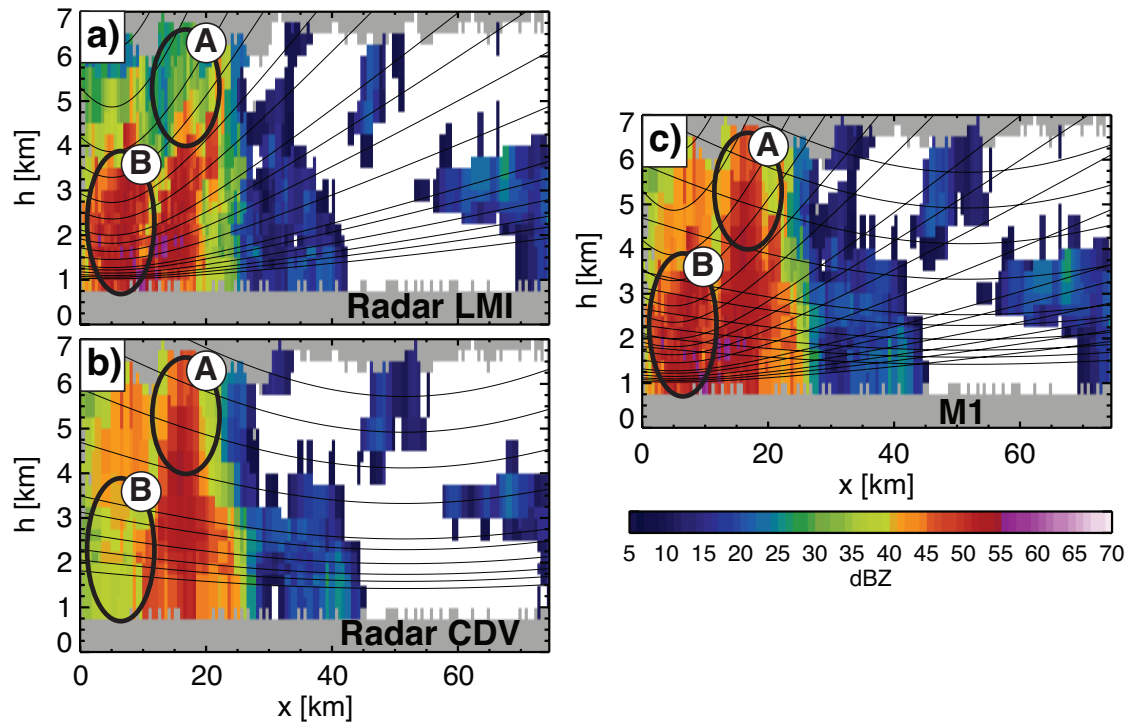


Figura 4.4. Exemple de composició de reflectivitat amb la tècnica del valor màxim. Una secció vertical (en direcció Oest-Est a 15 km al Nord del límit Sud del domini) del camp de reflectivitat obtingut amb l'algoritme del veí més proper per les observacions dels radars LMI (a) i el CDV (b) corresponents al 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC. Les línies primes representen la trajectòria del centre del feix del radar per cada radar. (c) La mateixa secció vertical del mosaic de reflectivitat obtingut per la tècnica del valor màxim. Les trajectòries dels feixos dels dos radars es representen en aquesta última. El color blanc significa absència de pluja. Les àrees grises corresponen a regions sense observacions de radar (en altituds per sota d'1 km) o sense prou informació per a la composició (en altres altituds). En la regió indicada com A el camp obtingut per la tècnica del valor màxim està dominada pel radar CDV, mentre que en la regió indicada com B el radar LMI és dominant.

#### 4.2.2.b) M2: Mitjana ponderada per la distància

Zhang et al. (2005) van proposar un mètode de composició tridimensional per la xarxa de radars de banda S WSR-88D (també coneguda com xarxa NEXRAD) basat en els requeriments d'una representació realista de les característiques de la pluja a escala convectiva i un cost computacional baix. Van estudiar quatre maneres de passar les dades de radars en coordenades polars a coordenades cartesianes i van trobar que per tempestes convectives la interpolació vertical generava el mosaic més realista, mentre que per precipitació homogènia una interpolació horitzontal addicional era el millor compromís. Per compondre mesures de diferents radars a cada punt de la malla van escollir una mitjana ponderada segons la distància.

### 4.3 Metodologia proposada

El concepte d'utilitzar dos o més radar per millorar les estimacions de reflectivitat ha estat estudiat en el passat. Testud i Amayenc (1989) i Kabèche i Testud (1995) van proposar un mètode variacional per estimar l'atenuació específica i la reflectivitat fent servir dos radars apuntant als mateixos volums de precipitació. Srivastava i Tian (1996) van trobar una solució analítica per a l'atenuació específica usant també dos radars. Més centrats en l'aplicació en entorns de xarxes de radars (amb dos o més radars), Chandrasekar i Lim (2008) van proposar un altre mètode iteratiu per inferir la reflectivitat i l'atenuació específica per a la xarxa de radars de banda X de CASA (Center for Collaborative Adaptive Sensing of the Atmosphere).

D'altra banda, Andrieu i Creutin (1995) van proposar un mètode invers per obtenir perfils verticals de reflectivitat tenint en compte l'increment de l'ample del feix del radar amb la distància i la distribució de la potència dins el feix. Vignal et al. (2003) van considerar l'atenuació per pluja utilitzant també un mètode invers. El mètode consistia en obtenir les intensitats de pluja que reconstituïen els valors de reflectivitat mesurats d'acord amb un model d'atenuació.

En aquest treball, proposem un mètode invers per obtenir camps de reflectivitat que, d'acord amb un model del mostreig de l'atmosfera amb radars, reconstitueixin els valors de reflectivitat mesurats pels diferents radars de la xarxa.

#### 4.3.1 Plantejament del mètode invers

El mètode invers proposat es basa en la minimització d'una funció de cost que penalitza les discrepàncies entre observacions reals i simulacions del mostreig dels radars realitzades sobre el camp obtingut. Definim la funció de cost per dos radars (LMI i CDV) com:

$$J(z, \mathbf{a}) = \left\| dB[Z_{LMI}] - dB[\tilde{Z}_{m,LMI}(z, \mathbf{a})] \right\|^2 + \left\| dB[Z_{CDV}] - dB[\tilde{Z}_{m,CDV}(z, \mathbf{a})] \right\|^2 \quad (4.1)$$

On  $z$  és el camp tridimensional de reflectivitat obtingut a alta resolució (el resultat de la composició),  $\mathbf{a}$  són els paràmetres que determinen la relació entre l'atenuació específica ( $k$ ) i la reflectivitat ( $Z$ ) en funció de la posició (vegeu els detalls a la Secció 4.3.3),  $Z_l$  és el volum de reflectivitat observat (en coordenades polars) amb el radar  $l = [LMI, CDV]$ ,  $\tilde{Z}_{m,l}(z, \mathbf{a})$  és el volum de reflectivitat simulat (en coordenades polars) per al radar  $l$ ,  $dB[\bullet]$  és l'operador  $10 \log(\bullet)$  i  $\left\| dB[Z_l] - dB[\tilde{Z}_{m,l}(z, \mathbf{a})] \right\|$  és la distància euclidiana entre observacions i simulacions.

#### 4.3.2 Simulació del mostreig de l'atmosfera amb radars

Les simulacions es duen a terme amb un model que reproduïx el mostreig de l'atmosfera amb radars considerant les característiques de cada radar (situació geogràfica, amplada del feix, durada de l'impuls, estratègia de mostreig,...), la distribució de la potència dins el feix del radar i l'atenuació per pluja. Simulacions semblants van ser usades entre d'altres per Sánchez-Diezma

(2001), Bellon et al. (2005), o Berenguer i Zawadzki (2008) per analitzar els errors associats a la distància.

Donat un camp tridimensional de reflectivitat, simulem amb el model un volum complet en coordenades polars. El model de simulació està basat en l'equació del radar, i la propagació del feix del radar s'assumeix que segueix el "model 4/3 de radi efectiu de la Terra" (Doviak i Zrnic, 1992). Per a certa elevació i cert azimut, l'equació 4.2 expressa la reflectivitat simulada a distància  $r$ ,  $\tilde{Z}_m(z, r)$ , com a funció del camp tridimensional de reflectivitat  $z$ :

$$\tilde{Z}_m(z, r) = \tilde{Z}(z, r) \cdot \exp\left[-2 \cdot \ln(10) \int_0^r \tilde{K}(z, \mathbf{a}, s) ds\right]$$

$$\tilde{Z}(z, r) = \frac{\int_{V(r)} |W(r')|^2 f^4(\theta) z dV}{\int_{V(r)} |W(r')|^2 f^4(\theta) dV} \quad (4.2)$$

On  $\tilde{Z}(z, r)$  és la reflectivitat intrínseca (no atenuada i suavitzada segons la distribució de la potència dins el feix) a distància  $r$  del radar,  $\tilde{K}(z, \mathbf{a}, r)$  és l'atenuació específica a distància  $r$  (incloent l'efecte de la distribució de la potència dins el feix; vegeu la Secció 4.3.3),  $V(r)$  és el volum de mostreig del radar a distància  $r$ ,  $|W(r')|^2$  i  $f^4(\theta)$  determinen la distribució de la potència dins el feix,  $|W(r')|^2$  varia segons la distància al radar  $r'$  –en aquest model usem la funció proposada per Doviak i Zrnic (1992)- i  $f^4(\theta)$  varia segons l'angle  $\theta$  respecte el centre del feix –que aproximem per una funció gaussiana. El factor  $\ln(10)$  s'explica perquè les unitats de l'atenuació específica són dB/km.

L'equació 4.2 permet reproduir l'efecte de la distribució de la potència dins el feix, l'efecte de l'increment de la mida del feix amb la distància i l'atenuació del senyal per precipitació. De fet, en les mesures reals cada mesura radar s'obté com la mitjana de nombrosos impulsos. Per tal de reproduir parcialment aquest fet en les simulacions, en el procediment de simulació l'equació 4.2 s'aplica a totes les distàncies possibles amb una separació de 333 m entre valors de distància i aleshores els valors de reflectivitat són amitjanats en distància per obtenir la resolució d'1 km, que és la resolució en distància de les mesures dels radars de la xarxa de l'SMC. Aquest model omet altres fonts d'error com la calibració, el soroll instrumental del radar o els canvis en les condicions atmosfèriques.

### 4.3.3 Model de l'atenuació

El model de l'atenuació utilitzat es basa en l'assumpció d'una relació k-Z expressada com a llei de potències:

$$k = \alpha \cdot Z^\beta \quad (4.3)$$

On  $k$  és l'atenuació específica,  $Z$  és la reflectivitat i  $(\alpha, \beta)$  són paràmetres a ajustar.

Aquest fet comporta una incertesa causada per la variabilitat de la distribució de les mides de les gotes (DSD per les seves sigles en anglès) i per l'ajust a una llei de potències. Per tal de compensar parcialment aquesta incertesa, el model que fem servir permet certa variabilitat en el factor  $\alpha$  de la relació k-Z en funció de la posició, definint així  $k(x, y, h) = \alpha(x, y, h) \cdot z(x, y, h)^{\beta_0}$ . El paràmetre  $\beta_0$  (juntament amb el corresponent  $\alpha_0$ ) s'ha ajustat a k i Z sobre una llarga sèrie de valors de Z assumint una DSD de Marshall-Palmer (Marshall i Palmer, 1948). La variabilitat espacial en el factor  $\alpha$  es regeix pels paràmetres  $\mathbf{a} = (a_1, a_2, a_3, a_4)$ . L'equació 4.4 desenvolupa el terme  $\tilde{K}(z, \mathbf{a}, r)$  introduït a l'equació 4.2 i dona l'expressió explícita d' $\alpha$ .  $\tilde{K}(z, \mathbf{a}, r)$  es defineix com l'atenuació específica suavitzada segons la distribució de la potència en el feix. L'expressió d' $\alpha$  s'ha triat com a dependència simple de la posició i s'ha elevat al quadrat per evitar els valors negatius que no tindrien sentit.

$$\tilde{K}(z, \mathbf{a}, r) = \frac{\int_{V(r)} |W|^2 f^4 \alpha(\mathbf{a}) \cdot z^{\beta_0} dV}{\int_{V(r)} |W|^2 f^4 dV} \quad (4.4)$$

$$\alpha(\mathbf{a}) = (a_1 x + a_2 y + a_3 h + a_4)^2$$

Notem que els paràmetres  $\mathbf{a}$  són optimitzats a través de la minimització de la funció de cost  $J(z, \mathbf{a})$  (a l'equació 4.1 es pot veure que estan inclosos en la funció de cost com a variables de control) enlloc de ser fixats a priori.

#### 4.3.4 Aplicació del mètode invers

La funció de cost (equació 4.1) es minimitza iterativament amb un algoritme basat en el mètode dels gradients conjugats (vegeu Press et al., 1992) per obtenir el mosaic tridimensional. Es necessita una primera aproximació del mosaic per inicialitzar la minimització així com una primera aproximació dels paràmetres  $\mathbf{a}$  que determinen la relació k-Z. Utilitzem com a primera aproximació el mosaic obtingut amb la tècnica M2 descrita a la Secció 4.2.2. Com a primera aproximació dels paràmetres  $\mathbf{a}$  apliquem els corresponents a una relació k-Z uniforme

$k = \alpha_0 \cdot Z^{\beta_0}$  -paràmetres esmentats a la Secció 4.3.3-, és a dir  $a_1 = a_2 = a_3 = 0$  i  $a_4 = \sqrt{\alpha_0}$  (d'acord amb l'equació 4.4).

#### 4.4 Anàlisi dels camps obtinguts

El mètode invers proposat s'ha aplicat per als dos casos de pluja presentats a la Secció 4.2.1. En aquesta Secció, els camps obtinguts es comparen amb els obtinguts amb els dos mètodes de referència (M1 i M2), descrits a la Secció 4.2.2.

#### 4.4.1 Cas del 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC

El camp tridimensional de reflectivitat obtingut per aquest cas convectiu es presenta a la Figura 4.5. Les Figures 4.5a i 4.5b mostren que la major part del domini està coberta per precipitació i diverses cèl·lules convectives immerses en pluja estratiforme. La cèl·lula marcada com A és un exemple de convecció amb fort desenvolupament vertical a prop del radar LMI, mentre que la cèl·lula B és la més gran de les petites cèl·lules al voltant del radar CDV. A la part sud-est del domini es poden veure àrees amb reflectivitats més baixes i separades del sistema principal. Diverses àrees sense pluja en el CAPPI de 2 km (Figura 4.5a) presenten valors de reflectivitat entre 25 i 35 dBZ en el CAPPI de 3 km (Figures 4.5b), que indiquen la presència d'encluses. Aquest fenomen també es pot veure a la Figura 4.5c a prop del punt P' i a la Figura 4.5d a prop del punt Q'. La Figura 4.5c mostra que la cèl·lula A té un desenvolupament vertical de fins a més de 6 km d'altitud, mentre que la cèl·lula B arriba fins a 5 km d'altitud (Figura 4.5d). Tant els CAPPIs com les seccions verticals mostren un cert nivell de soroll a les petites escales.

En el CAPPI de 3 km (Figura 4.5b) es veuen artefactes en forma d'anell a la part nord del domini. Això és perquè a aquesta altitud les observacions són disperses i la major part d'aquests valors de reflectivitat estan condicionats només per un radar. Els artefactes en forma d'anell s'expliquen per la transició brusca entre punts de la malla determinats per un radar a punts determinats per l'altre. La transició és clarament més suau entre zones bàsicament determinades per un radar a aquelles zones on la informació dels dos radars té una influència semblant (vegeu per exemple les altituds entre 1 i 2 km a prop del punt P a la Figura 4.5c).

La Figura 4.6 mostra un CAPPI i una secció vertical dels mosaics obtinguts amb les tècniques M1 i M2. Veiem que aquests mosaics mantenen els elements observats en el mosaic obtingut pel mètode invers, per bé que són camps molt més suaus. El mosaic de la tècnica M1 té valors més alts, com és d'esperar, mentre que els valors extrems estan subestimats en el mosaic de la tècnica M2. En particular, en les seccions verticals podem observar com el nucli A està clarament subestimat per la tècnica M2 (Figura 4.6d) i que la tècnica M1 obté valors alts (Figura 4.6c) encara que no arriba als valors extrems obtinguts pel mètode invers (Figura 4.5c). La representació del nucli A obtinguda per la tècnica M1 és molt homogènia, mentre que la obtinguda pel mètode invers mostra més variabilitat.

La Figura 4.7a mostra el primer PPI de les observacions registrades amb el radar LMI. El camp té en general intensitats més baixes que els CAPPIs del camp obtingut de la Figura 4.5 (per exemple, en la Figura 4.7a es fa difícil distingir la cèl·lula B), bàsicament per l'efecte de l'atenuació causada per la forta convecció a prop del radar (present en el camp obtingut de la Figura 4.5a). De la mateixa manera, aquesta convecció –situada entre el radar LMI i la cèl·lula A– no pot ser detectada amb el radar CDV per l'efecte de l'atenuació causada per la cèl·lula A (Figura 4.8a). Les observacions del radar CDV (Figura 4.8a) són més semblants als CAPPIs de la Figura 4.5 i es poden identificar clarament les cèl·lules A i B. En particular, el camp obtingut inclou els valors alts observats a la cèl·lula convectiva A (Figura 4.8a versus Figura 4.5).



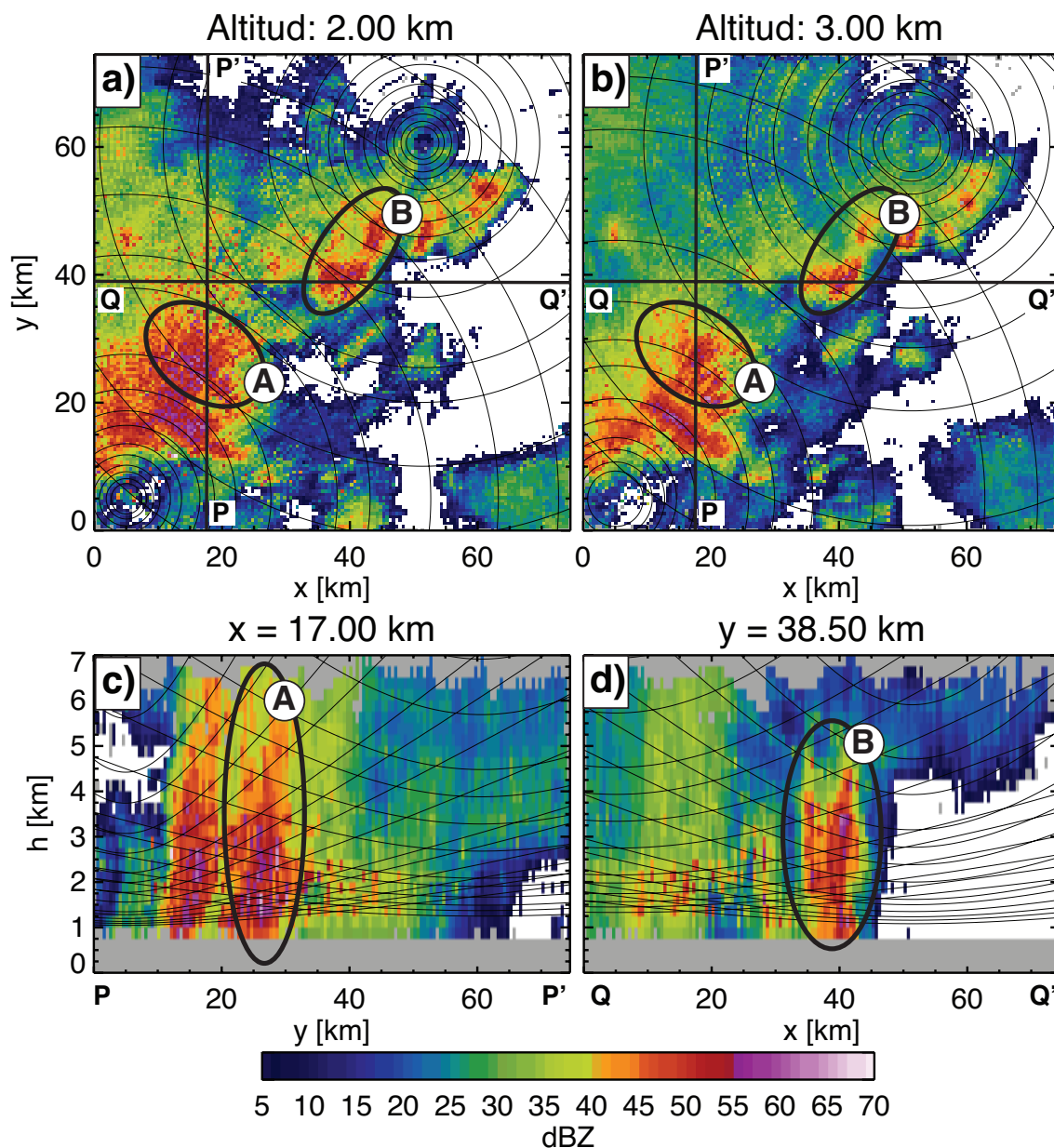


Figura 4.5. CAPPIs (Constant Altitude Plan Position Indicator) i seccions verticals del mosaic tridimensional de reflectivitat obtingut amb el mètode invers a partir d'observacions de radar preses el 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC. El domini dels CAPPIs és l'indicat en la Figura 4.1 i en la mateixa orientació. Els CAPPIs corresponen a les altituds de 2 i 3 km [(a) i (b) respectivament] i les seccions verticals s'indiquen en els CAPPIs amb línies rectes, la línia P-P' per  $x=17$  km (c) i la línia Q-Q' per  $y=38.50$  km (d). Les línies primes representen la trajectòria del feix del radar per cada elevació. Les àrees grises corresponen a regions sense observacions de radar (en altituds per sota d'1 km) o sense prou informació per a la composició (en altres altituds). A i B indiquen dues cèl·lules convectives (vegeu el text per a més detalls).

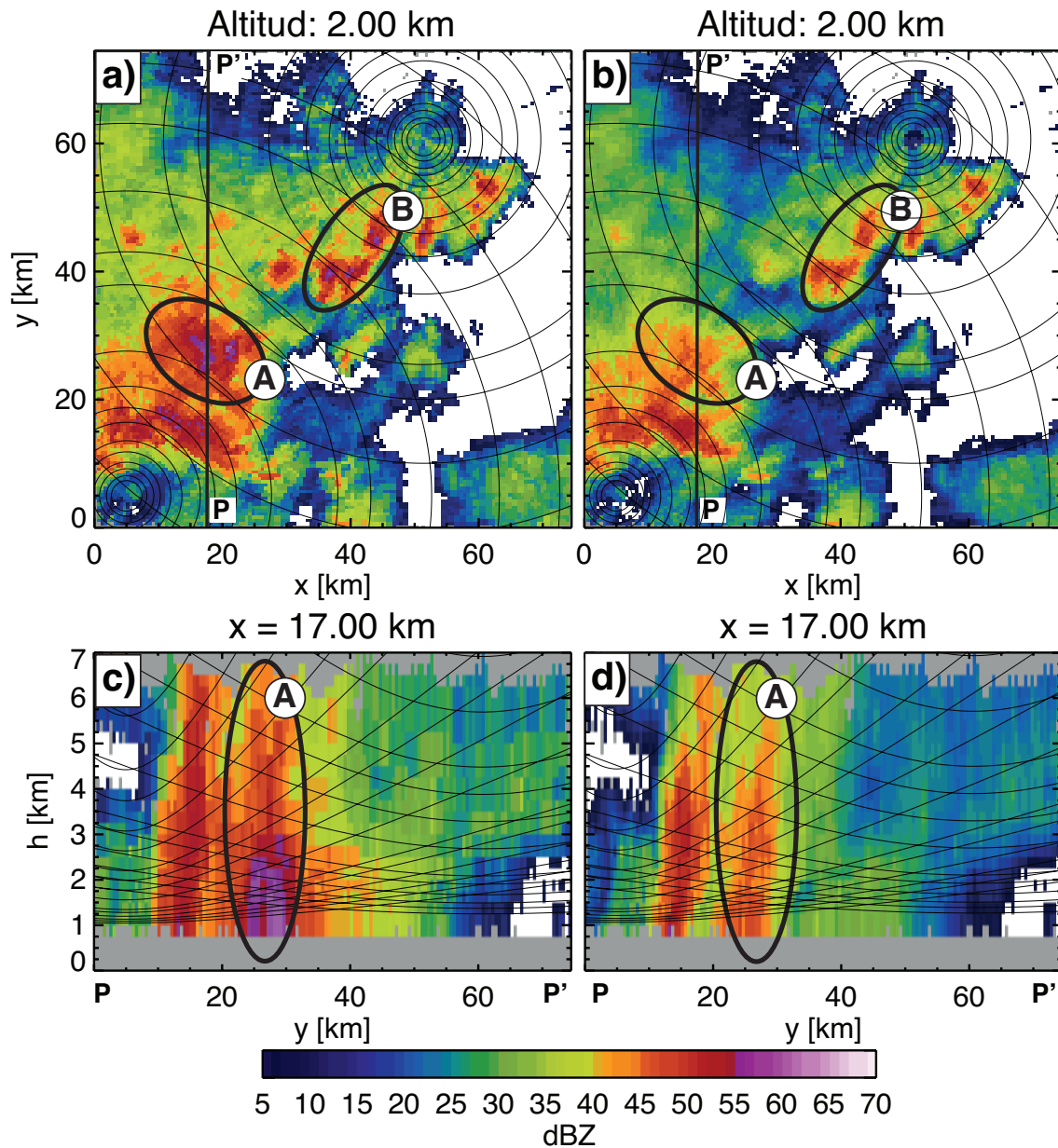


Figura 4.6. CAPPIs (Constant Altitude Plan Position Indicator) i seccions verticals del mosaic tridimensional de reflectivitat obtingut amb els mètodes de referència a partir d'observacions de radar preses el 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC. (a) i (b) són els CAPPIs corresponents a l'altitud de 2 km dels mosaics obtinguts amb les tècniques M1 i M2 respectivament. (c) i (d) són les seccions verticals per  $x=17$  km, indicades en els CAPPIs per la línia P-P', també dels mosaics obtinguts amb les tècniques M1 i M2 respectivament. Les línies primes representen la trajectòria del feix del radar per cada elevació. Les àrees grises corresponen a regions sense observacions de radar (en altituds per sota d'1 km) o sense prou informació per a la composició (en altres altituds). A i B indiquen dues cèl·lules convectives (vegeu el text per a més detalls).

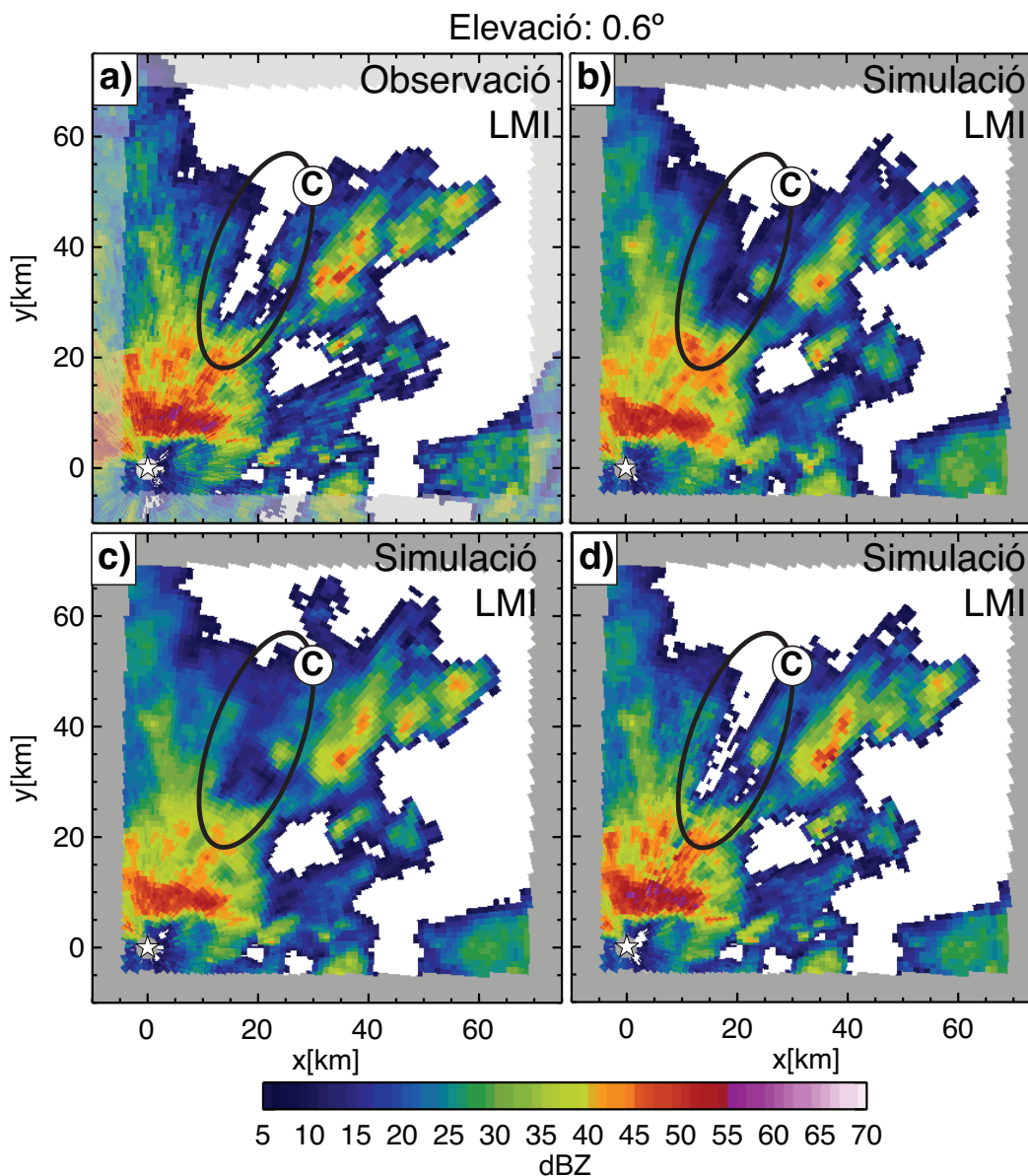


Figura 4.7. Camp de reflectivitat de l'elevació de 0.6° observat amb el radar LMI el 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC (a) i camps de reflectivitat corresponents a la simulació de l'elevació de 0.6° pel radar LMI sobre els camps obtinguts amb les tècniques M1 (b), M2 (c) i el mètode invers (d). La situació del radar LMI està indicada amb una estrella. El color blanc vol dir que no hi ha pluja. Les àrees en ombra en les observacions i en gris en les simulacions corresponen a punts fora del domini. La regió etiquetada com a C indica un corredor d'atenuació, vegeu el text per més detalls.

Per avaluar qualitativament el funcionament del mètode, la Figura 4.7 mostra les observacions reals i les simulades per al radar LMI a l'elevació de 0.6° obtingudes amb l'Equació 4.2. S'han obtingut les observacions simulades també sobre els mosaics generats amb les diferents tècniques de composició (M1 i M2). Totes les simulacions s'han dut a terme amb el procediment de simulació descrit a les Seccions 4.3.2 i 4.3.3.

La comparació visual de les Figures 4.7a i 4.7d mostra una semblança remarcable entre observacions i simulacions per al radar LMI. Les simulacions calculades amb l'operador radar (equació 4.2) sobre el mosaic M1 (Figura 4.7b) o sobre el mosaic M2 (Figura 4.7c) mostren

clares discrepàncies amb les observacions. Resultats semblants s'han obtingut pel radar CDV (Figura 4.8). Hi ha diversos aspectes rellevants en aquestes figures:

- 1) El corredor d'atenuació en les observacions del radar LMI, marcat com C en la Figura 4.7a, està més ben reproduït en les simulacions sobre el camp obtingut amb el mètode invers (Figura 4.7d) que en les altres simulacions (Figures 4.7b i 4.7c).

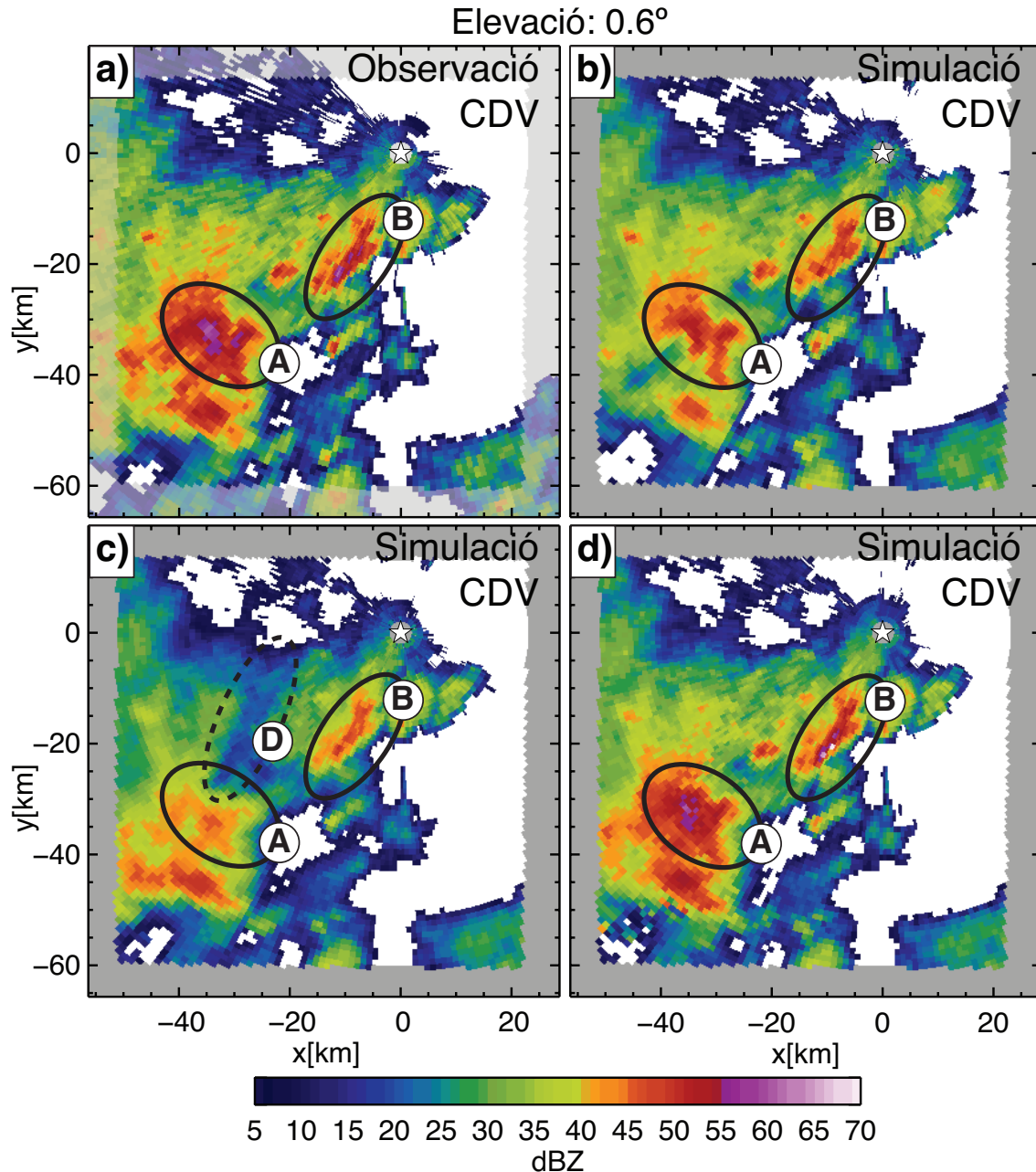


Figura 4.8. Camp de reflectivitat de l'elevació de  $0.6^\circ$  observat amb el radar CDV el 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC (a) i camps de reflectivitat corresponents a la simulació de l'elevació de  $0.6^\circ$  pel radar CDV sobre els camps obtinguts amb les tècniques M1 (b), M2 (c) i el mètode invers (d). La situació del radar CDV està indicada amb una estrella. El color blanc vol dir que no hi ha pluja. Les àrees en ombra en les observacions i en gris en les simulacions corresponen a punts fora del domini. Les etiquetes A i B indiquen cèl·lules convectives i l'etiqueta D mostra una traça d'un corredor d'atenuació, vegeu el text per més detalls.

- 2) Les cèl·lules convectives indicades com A i B en les observacions del radar CDV (Figura 4.8a) apareixen amb les intensitats reduïdes en les simulacions sobre el mosaic M1 (Figura 4.8b) per l'efecte de l'atenuació que no ha estat compensat adequadament. En la simulació sobre el mosaic M2 (Figura 4.8c) els valors de reflectivitat són encara més baixos. D'altra banda, les simulacions sobre el camp obtingut (4.8d) reproduïen força bé les cèl·lules A i B. Els valors extrems observats en A no es reproduïen completament potser per la presència de calamarsa, no considerada en el model de simulació.
- 3) La Figura 4.8c mostra una subestimació significativa en la regió indicada com D, imitant el corredor d'atenuació C en el radar LMI (Figura 4.7a). Això es deu al fet que el mosaic M2 es basa en una mitjana ponderada segons la distància, que dona més pes en aquesta àrea a les observacions atenuades de LMI (aquesta àrea és més propera al radar LMI). Cal notar que aquest mètode està dissenyat per a una xarxa de radars de banda S en la qual l'atenuació per pluja no és tan significativa com en banda C.

La semblança entre les simulacions realitzades sobre el camp obtingut i les observacions a l'elevació de  $0.6^\circ$  il·lustra la compatibilitat del camp obtingut amb les observacions dels dos radars que es pretenia amb el mètode invers.

Una comparació per a totes les elevacions es mostra a la Figura 4.9 amb els diagrames de dispersió que comparen les simulacions sobre el camp obtingut i les observacions. Per als dos radars els parells observació-simulació es troben al voltant de la línia 1:1 i els estadístics de la correlació, el biaix i l'arrel de l'error mitjà quadràtic (RMSE) s'usen per avaluar la semblança entre observacions i simulacions. La part esquerra de la Taula 4.2 mostra que el mètode invers proposat dona millors valors que les tècniques M1 i M2 amb l'única excepció del biaix per al radar CDV en comparació a la tècnica M1. El mètode invers es basa en la minimització de la funció de cost, que es pot veure com l'RMSE dels dos radars. Així la millora en l'RMSE reflecteix el bon funcionament del mètode i la seva autoconsistència.

Tant l'anàlisi qualitativa com els estadístics mostren que el mosaic obtingut amb el mètode invers és realista i consistent amb les observacions, més consistent que els mosaics obtinguts amb les tècniques M1 i M2.

D'altra banda, cal notar que el camp tridimensional obtingut està implícitament corregit per l'atenuació ja que l'efecte de l'atenuació s'inclou en el procediment de simulació (vegeu equacions 4.2 i 4.4). Això ens permet simular les observacions obviant l'efecte de l'atenuació per pluja. D'aquesta manera obtenim una correcció per atenuació en termes de les observacions dels radars. Un exemple d'aquestes simulacions es mostra a la Figura 4.10 juntament amb els camps d'atenuació integrada al llarg de la trajectòria (PIA per Path Integrated Attenuation) simulats. Els camps simulats obtinguts amb els dos radars (Figures 4.10a i 4.10b) mostren més semblança entre ells que les observacions dels dos radars (Figures 4.7a i 4.8a); així l'atenuació per pluja explica bona part de les diferències entre observacions. Les Figures 4.10c i 4.10d mostren que la PIA pren valors de fins a 30 dB(Z) pel radar LMI i de fins a 20 dB(Z) pel radar CDV.

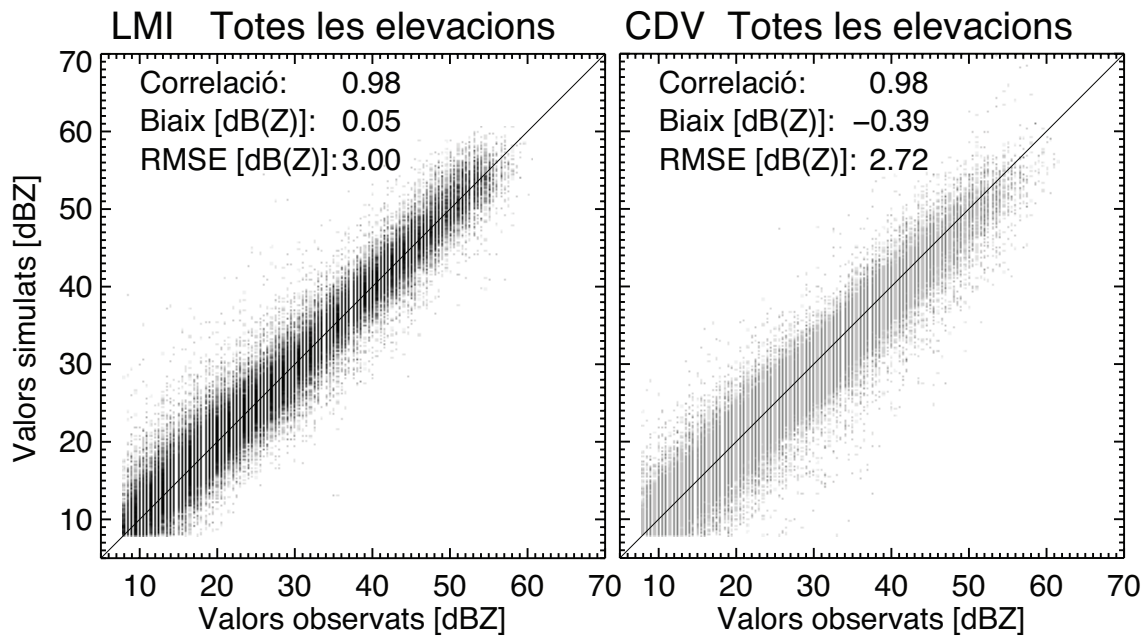


Figura 4.9. Diagrames de dispersió de les observacions simulades sobre el camp obtingut amb el mètode invers contra els valors realment observats el 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC, pel radar LMI (esquerra) i el radar CDV (dreta). S'hi inclouen totes les elevacions (16). La línia recta indica la relació 1:1, és a dir, la perfecta coincidència entre simulacions i observacions. S'hi indiquen els valors de la correlació, el biaix, i l'arrel de l'error mitjà quadràtic (RMSE) per avaluar la comparació.

2006 UTC del 17 de setembre de 2009				1430 UTC del 4 de febrer del 2010			
	Correlació	Biaix [dB(Z)]	RMSE [dB(Z)]		Correlació	Biaix [dB(Z)]	RMSE [dB(Z)]
	LMI				LMI		
<b>M1</b>	0.91	1.92	6.33	<b>M1</b>	0.94	0.94	2.76
<b>M2</b>	0.95	0.31	4.45	<b>M2</b>	0.93	-0.96	3.22
<b>Mètode invers</b>	0.98	0.05	3.00	<b>Mètode invers</b>	0.97	-0.11	1.91
	CDV				CDV		
<b>M1</b>	0.95	0.14	4.31	<b>M1</b>	0.89	4.53	5.70
<b>M2</b>	0.96	-2.11	4.57	<b>M2</b>	0.95	0.81	2.49
<b>Mètode invers</b>	0.98	-0.39	2.72	<b>Mètode invers</b>	0.98	0.01	1.58

Taula 4.2. Estadístics del funcionament de les diferents tècniques de composició (M1, M2 i el mètode invers). La correlació, el biaix i l'arrel de l'error mitjà quadràtic (RMSE) entre simulacions i observacions s'han calculat fent servir totes les elevacions. A l'esquerra hi ha els valors per al cas del 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC i a la dreta els valors corresponents al 4 de febrer de 2012 a les 1430 UTC (es comenten a la Secció 4.4.2). Els files superiors mostren els estadístics per al radar LMI i les inferiors per al radar CDV.

Les diferències restants entre les simulacions sense atenuació dels dos radars es poden atribuir, almenys en part, a les diferències en alçada de les observacions i a l'increment de l'amplada del feix amb la distància. La diferència més clara és en la regió marcada com E on les simulacions del radar LMI mostren una àrea de reflectivitat intensa (Figura 4.10a) que no té correspondència en les simulacions del radar CDV (Figura 4.10b).

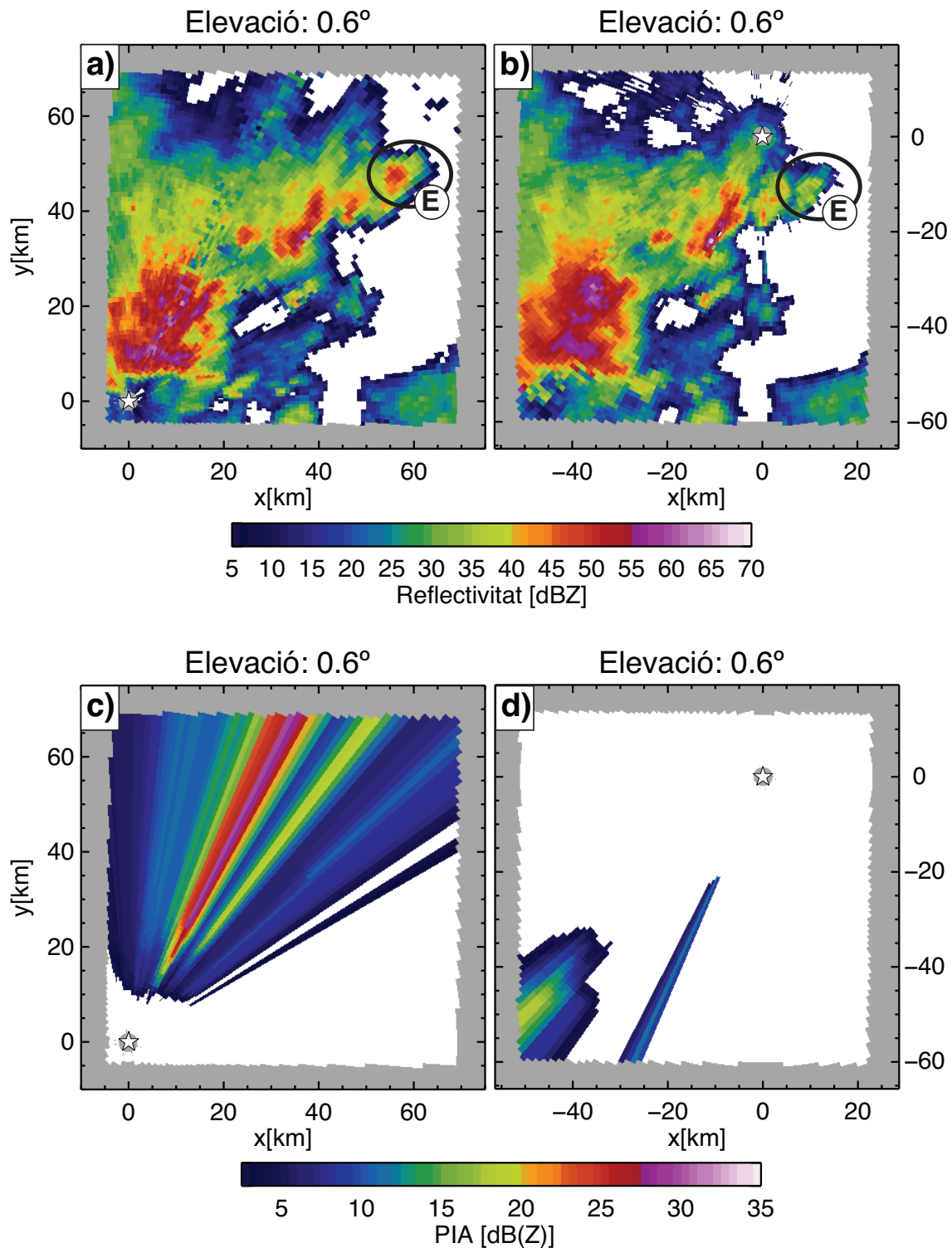


Figura 4.10. Exemple de simulacions sense atenuació per al cas del 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC. (a) Camp de reflectivitat corresponent a l'elevació de  $0.6^\circ$  simulat assumint que no hi ha atenuació amb el radar LMI. (b) Camp de reflectivitat corresponent a l'elevació de  $0.6^\circ$  simulat assumint que no hi ha atenuació amb el radar CDV. (c) Camp d'atenuació integrada al llarg de la trajectòria (PIA) per al radar LMI. (d) Camp d'atenuació integrada al llarg de la trajectòria (PIA) per al radar CDV. La situació dels radars està indicada amb estrelles. Les àrees grises estan fora del domini.

Una secció vertical de les observacions del radar CDV (Figura 4.11) mostra que els valors alts de reflectivitat només són presents en elevacions altes, és a dir, que la pluja intensa no arriba a la superfície en aquest precís moment. El requadre de la dreta de la Figura 4.11 confirma que el perfil vertical de reflectivitat creix amb l'altitud entre 1 i 2 km en aquesta regió.

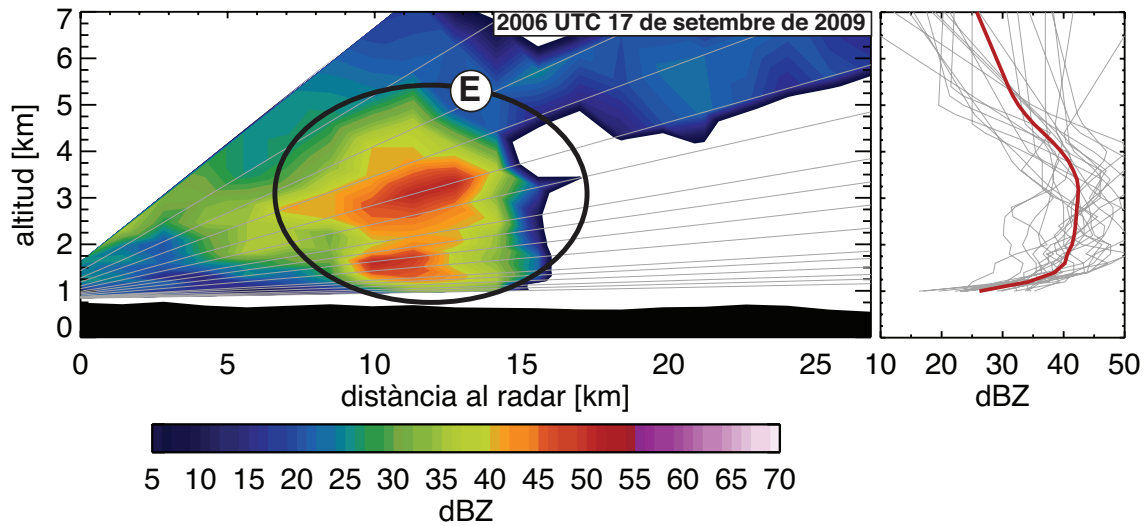


Figura 4.11. Esquerra: Secció vertical de l'escombrat volumètric registrat amb el radar CDV el 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC. Les línies grises primes indiquen la trajectòria del centre del feix del radar per cada elevació. A baix s'hi representa la topografia en negre. L'etiqueta E indica una cèl·lula convectiva els valors de reflectivitat de la qual creixen amb l'altitud en les elevacions més baixes. Dreta: Perfils verticals de reflectivitat observats a l'àrea de la cèl·lula E (línies grises) i perfil vertical de reflectivitat mitjà en la mateixa àrea (línia vermella).

#### 4.4.2 Cas del 4 de febrer de 2010 a les 1430 UTC

El mosaic obtingut per aquest cas es mostra a la Figura 4.12. Els CAPPis d'1.5 i 2 km (Figures 4.12a i 4.12b) mostren camps de pluja més uniformes com cal esperar en una situació de pluja estratiforme. El segon mostra valors de reflectivitat més alts que el primer perquè correspon, aproximadament, a l'altitud del pic de la banda brillant (vegeu el requadre inferior de la Figura 4.2). Això es pot confirmar amb les seccions verticals (Figures 4.12c i 4.12d) i els seus perfils verticals de reflectivitat mitjans.

Les simulacions sobre el camp obtingut reproduïxen remarcablement bé les observacions, com es mostra a la Figura 4.13 pel radar LMI i a la Figura 4.14 pel radar CDV. En particular, l'efecte de la banda brillant apareix ben definit per als dos radars. La diferència principal és que per als dos radars les simulacions són lleugerament més suaus que les observacions. Els diagrames de dispersió de la Figura 4.15 mostren el grau de coincidència entre simulacions i observacions incloent totes les elevacions.

Els estadístics presentats a la Taula 4.2 s'han calculat per avaluar la compatibilitat dels camps obtinguts amb el mètode invers amb les observacions, en comparació amb els camps calculats amb les tècniques M1 i M2. En tots els estadístics, el mosaic obtingut amb el mètode invers té millors resultats per als dos radars.



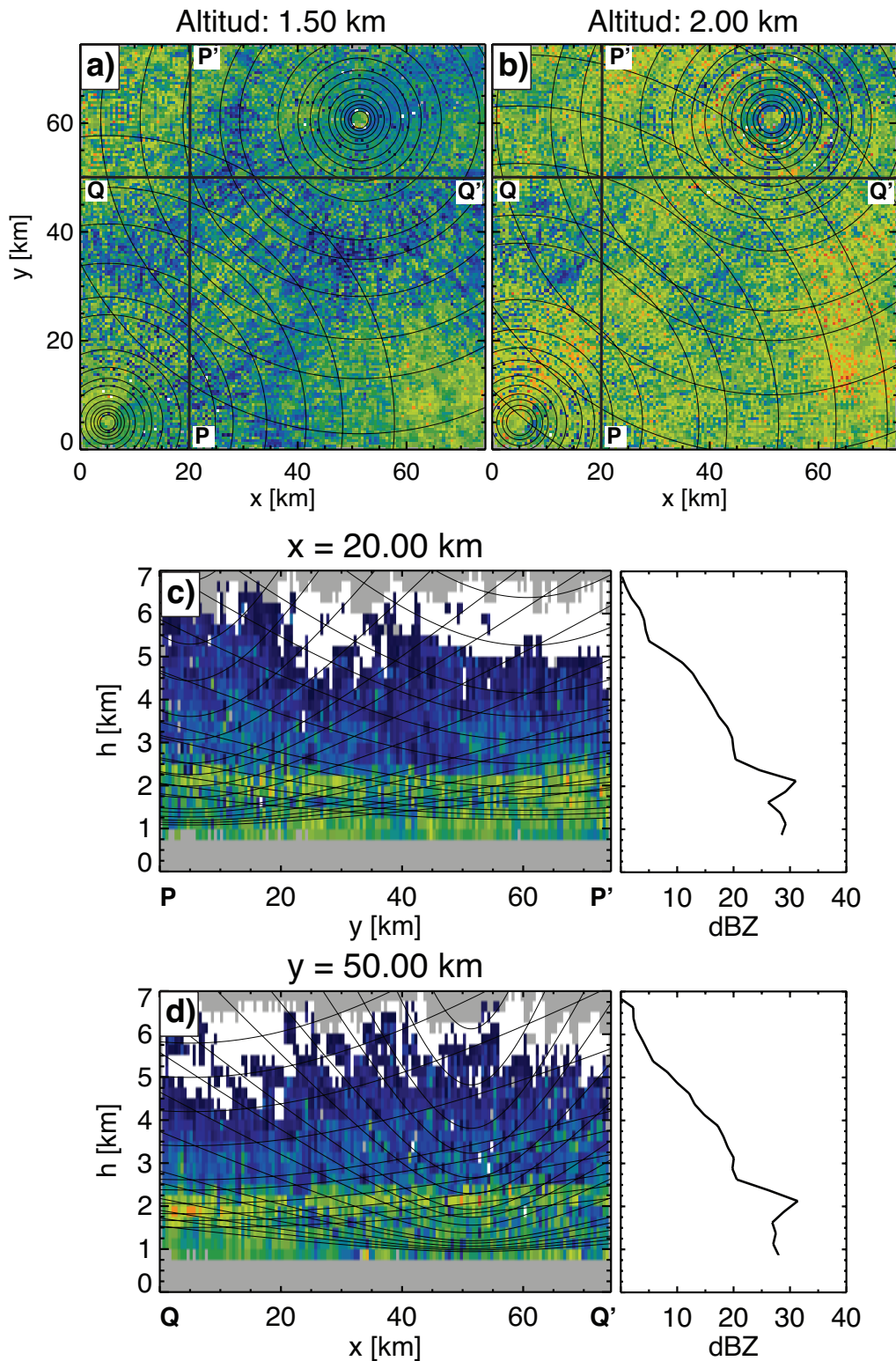


Figura 4.12. CAPPIs (Constant Altitude Plan Position Indicator) i seccions verticals del mosaic tridimensional de reflectivitat obtingut amb el mètode invers a partir d'observacions de radar preses el 4 de febrer de 2010 a les 1430 UTC. Els CAPPIs corresponen a les altituds de 1.5 i 2 km [(a) i (b) respectivament] i les seccions verticals s'indiquen en els CAPPIs amb línies rectes, la línia P-P' per  $x=20$  km (c) i la línia Q-Q' per  $y=50$  km (d). A la dreta de les seccions verticals hi ha els perfils verticals de reflectivitat mitjana de la corresponent secció vertical, és a dir, per cada altitud s'hi representa el valor de reflectivitat mitjà de la secció. Les línies primes representen la trajectòria del feix del radar per cada elevació. Les àrees grises corresponen a regions sense observacions de radar (en altituds per sota d'1 km) o sense prou informació per a la composició (en altres altituds).

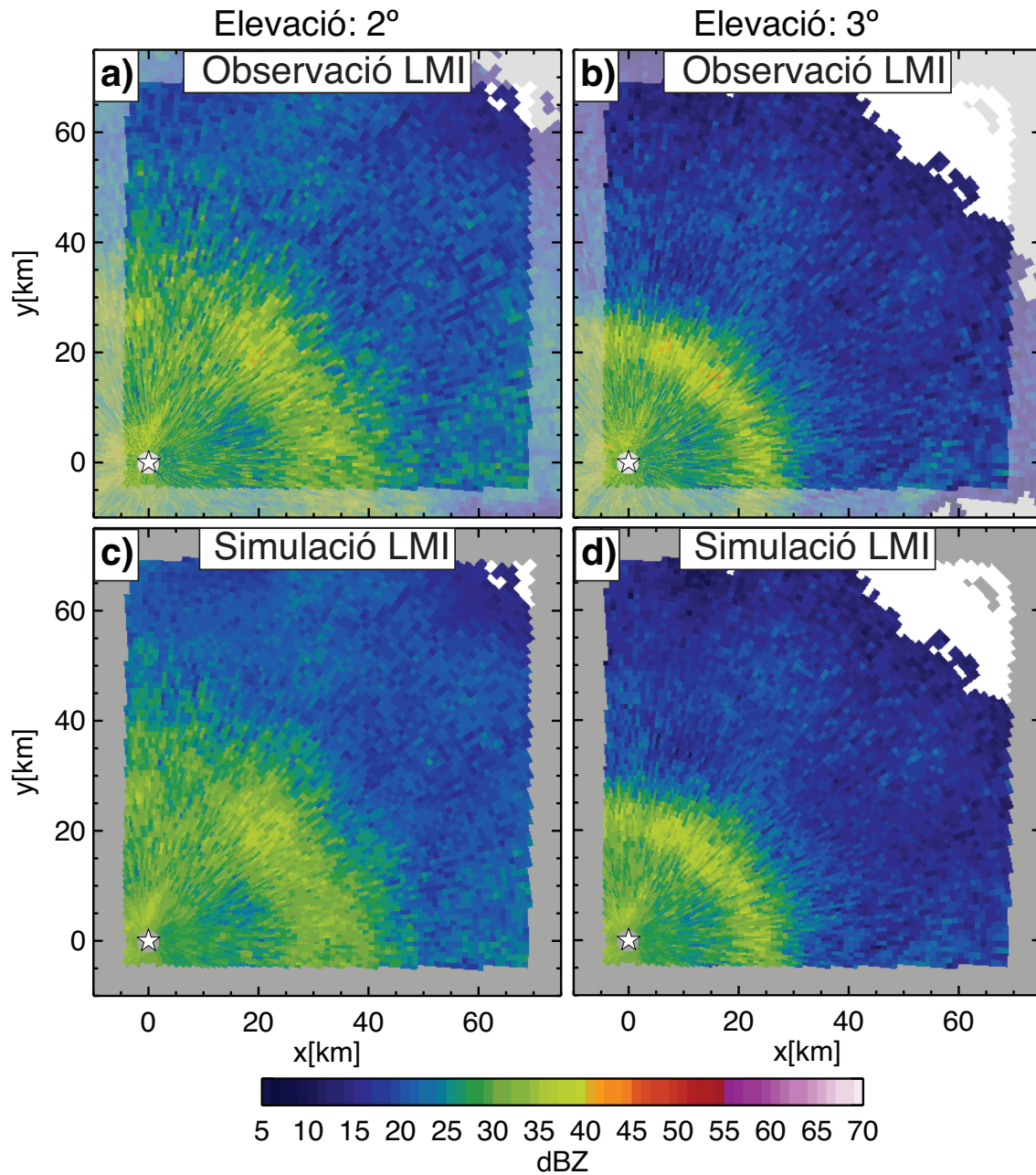


Figura 4.13. Camps de reflectivitat registrats amb el radar LMI el 4 de febrer de 2012 a les 1430 UTC corresponents a les elevacions de 2° (a) i 3° (b). Camps de reflectivitat corresponents a simulacions sobre el camp obtingut amb el mètode invers per al mateix radar a les elevacions de 2° (c) i 3° (d). La situació del radar s'indica amb una estrella. Les àrees en ombra en les observacions i grises en les simulacions estan fora del domini.

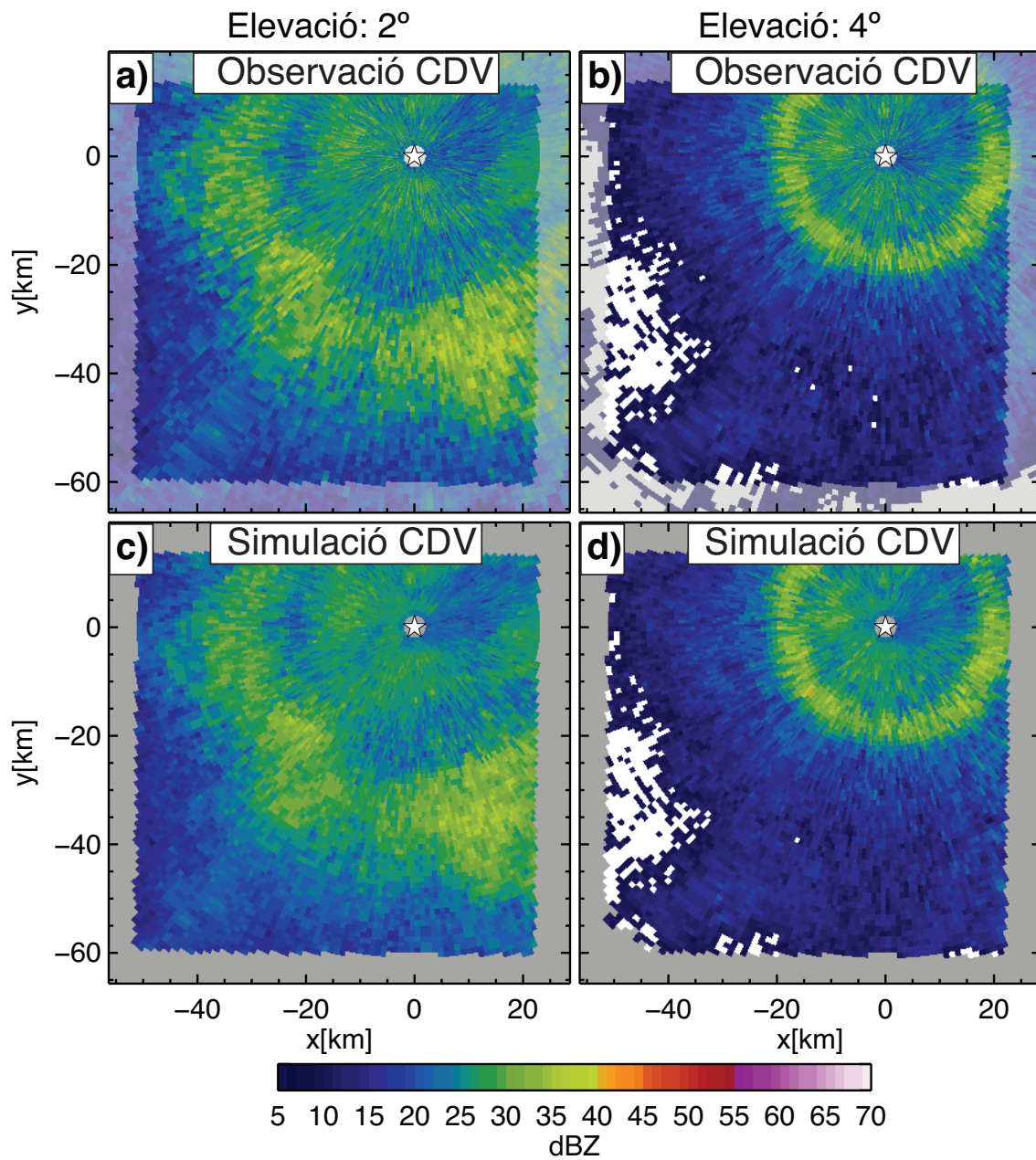


Figura 4.14. Camps de reflectivitat registrats amb el radar CDV el 4 de febrer de 2012 a les 1430 UTC corresponents a les elevacions de 2° (a) i 4° (b). Camps de reflectivitat corresponents a simulacions sobre el camp obtingut amb el mètode invers per al mateix radar a les elevacions de 2° (c) i 4° (d). La situació del radar s'indica amb una estrella. Les àrees en ombra en les observacions i grises en les simulacions estan fora del domini.

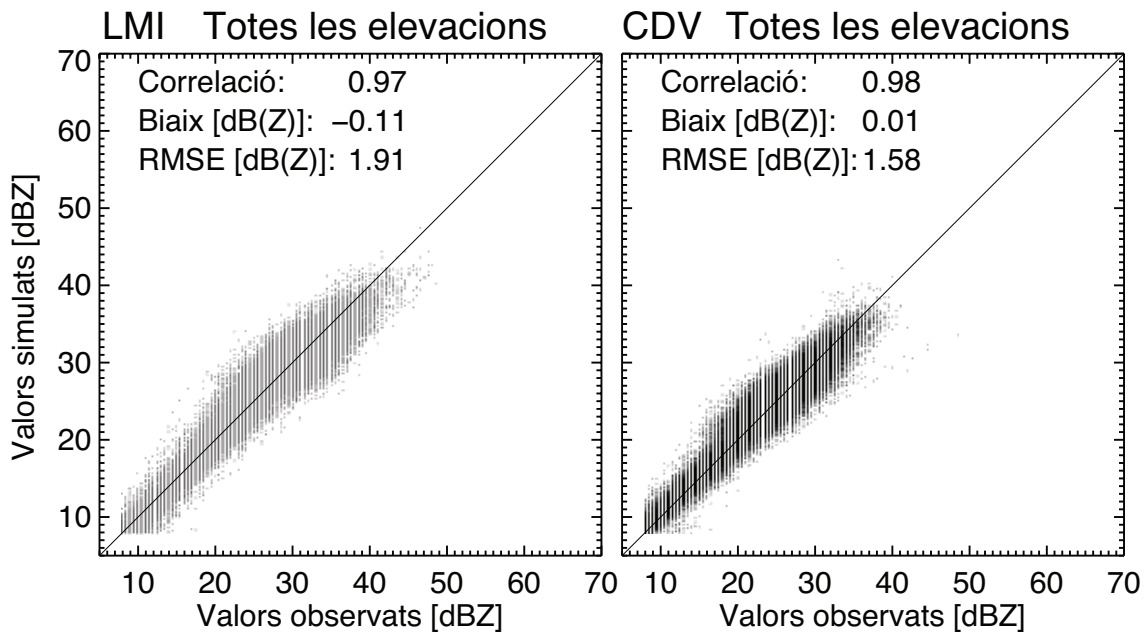


Figura 4.15. Diagrames de dispersió de les observacions simulades sobre el camp obtingut amb el mètode invers contra els valors realment observats el 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC, pel radar LMI (esquerra) i el radar CDV (dreta). S'hi inclouen totes les elevacions (16). La línia recta indica la relació 1:1, és a dir, la perfecta coincidència entre simulacions i observacions. S'hi indiquen els valors de la correlació, el biaix, i l'arrel de l'error mitjà quadràtic (RMSE) per avaluar la comparació.

En aquest cas l'atenuació integrada (PIA) no supera els 4 dB(Z) en la regió de pluja (no es mostra) ja que els valors de reflectivitat són moderats. En la regió de neu no hem considerat atenuació. En la regió de neu en fusió els valors de reflectivitat s'han tractat com si fossin causats per pluja, fet que resulta en valors més alts de PIA. Hi ha pocs estudis dedicats a l'atenuació en neu en fusió; entre aquests, Bellon et al. (1997) van trobar que, en radars de mira vertical, l'atenuació a la capa de fusió és entre 3 i 5 vegades l'atenuació obtinguda si els valors de reflectivitat en la capa de fusió fossin causats per pluja. Si això fos aplicable a mesures d'elevacions baixes amb radars de banda C, el nostre enfocament subestimaria l'atenuació a la capa de fusió.

#### 4.5 Conclusions i discussió

En aquest capítol s'ha presentat una tècnica de composició tridimensional de reflectivitat enfocada a trobar el camp més compatible amb les observacions, és a dir, que reproduïx l'observació de la precipitació amb un radar a partir del camp obtingut.

En els casos característics presentats, els resultats mostren que els mosaics tridimensionals de reflectivitat obtinguts en aquest treball són compatibles amb les observacions registrades amb dos radars diferents assumint models per al mostreig de l'atmosfera amb radars i per l'atenuació per pluja (Seccions 4.3.2 i 4.3.3). Els camps obtinguts reproduïxen fenòmens coherents com el desenvolupament vertical de cèl·lules convectives o l'increment de reflectivitat de la banda brillant, com s'ha mostrat per dos exemples característics. La comparació qualitativa entre observacions i simulacions mostra una millora significativa en comparació amb altres mètodes de composició existents.

El mètode usat en aquest treball corregeix implícitament l'atenuació. El procediment de simulació té en compte l'atenuació i s'inverteix fent servir informació de la xarxa de radars com a restricció per evitar inestabilitats en la correcció de l'atenuació (problema ja identificat per Hitschfeld i Bordan, 1954). El model de l'atenuació es basa en una parametrització senzilla del factor  $\alpha$  de la relació k-Z que permet una certa variabilitat espacial d'aquesta relació. Malgrat que aquest model només té en compte en part la variabilitat real de la DSD, el procediment actual està preparat per introduir millores en el model de l'atenuació, per exemple la distinció entre diferents tipus de precipitació (pluja convectiva o stratiforme, neu...) basada en les observacions originals.

És conegut que el problema de reconstituir la reflectivitat al llarg de la trajectòria d'un feix de radar a partir de valors atenuats és subdeterminat i és molt sensible a petits errors [vegeu e.g. Hitschfeld i Bordan (1954), Haddad et al. (1995) o Berne i Uijlenhoet (2006)]. En el nostre enfocament, hem escollit utilitzar múltiples observacions com a restricció per a invertir el problema i així reduir els graus de llibertat. Tanmateix, cal notar que, mentre en les parts de menys altitud del domini (ben cobertes pels PPIs més baixos dels dos radars) el problema està ara més determinat, en les regions a prop del límit superior del domini les mostres són encara disperses i el problema hi és molt possiblement subdeterminat. De manera semblant, la metodologia proposada està afectada per la subdeterminació en aquelles regions on només hi ha disponibles mesures d'un sol radar, malgrat que els altres radars hi puguin influir indirectament (les mesures en aquestes regions poden estar atenuades per pluja intensa en zones que sí que estan cobertes per més d'un radar). Aquests fets restringeixen la seva aplicabilitat en regions d'intersecció en xarxes de radars denses.

Chandrasekar i Lim (2008) també corregeixen l'atenuació a partir de la minimització d'una funció de cost, però com que treballen amb una xarxa de radars de banda X la seva resolució en distància és molt alta i no tenen en compte la distribució de la potència en el feix com fem aquí.

En l'estadi actual, també l'alt cost computacional del mètode és una limitació de la seva aplicació en temps real en dominis grans coberts per xarxes denses. Per tant, la selecció del pas de malla ha d'equilibrar factors com el nombre d'incògnites (que determina el nombre de graus de llibertat del problema) i el cost computacional, però hauria de permetre simulacions realistes del mostreig de l'atmosfera amb radars (que requereix una malla relativament densa). Així, el pas de malla de  $500 \times 500 \times 250 \text{ m}^3$  ha estat escollit com a compromís entre aquests factors donada la resolució en distància de les observacions (1 km).

S'han pres altres decisions com calcular les diferències en la funció de cost en unitats logarítmiques de reflectivitat (dBZ). Usem unitats logarítmiques perquè les diferències en unitats lineals de reflectivitat ( $\text{mm}^6\text{m}^{-3}$ ) donarien més pes als valors alts (intensitats de pluja altes) i els seus valors absoluts. Per exemple, un error de  $5 \text{ mmh}^{-1}$  és relativament important si la intensitat de pluja és  $50 \text{ mmh}^{-1}$  mentre que és gran si la intensitat és de  $10 \text{ mmh}^{-1}$ . Aquí hem decidit centrar-nos en els errors relatius i treballant en unitats logarítmiques els tenim en compte.

L'enfocament del mètode invers proporciona un marc flexible que permet incloure millores en l'obtenció del camp tridimensional de reflectivitat com ara les següents:

- 1) La funció de cost escollida aquí és una manera simple de quantificar les discrepàncies entre simulacions i observacions. En particular, cada observació té la mateixa importància, obviant les diferències en la qualitat de les observacions (per exemple la disminució de la qualitat de les observacions amb la distància al radar) i la correlació espacial dels errors de les observacions [vegeu per exemple Berenguer i Zawadzki (2008)]. En aquest sentit, la funció de cost optimitzada permet considerar aquesta informació incloent una estimació de la matriu de covariància dels errors d'observació, que tornaria la solució òptima en el sentit de mínims quadrats [vegeu e.g. Kalnay (2003)].
- 2) La metodologia es pot generalitzar fàcilment a un nombre qualsevol de radars disponibles simplement afegint nous termes a la funció de cost.
- 3) Com ja s'ha esmentat anteriorment, els camps obtinguts són sorollosos. Aquest fet també es pot abordar millorant la funció de cost. La suavitat (derivabilitat) dels mosaics obtinguts es pot tractar incloent en la funció de cost un terme de regularització que assegurí el grau de suavitat apropiat com proposen Ebtehaj i Fofoula-Georgiou (2012). N'és un exemple el terme anomenat  $J_2$  per Laroche i Zawadzki (1995) que apliquen l'obtenció de camps de vent.
- 4) En el procediment de simulació, es calcula la trajectòria del feix suposant condicions atmosfèriques estables que no sempre es donen. Es podria estudiar la incorporació d'informació meteorològica per determinar la propagació del feix del radar, com proposen Bech et al. (2007).
- 5) El procediment de simulació es pot modificar per millorar el model d'atenuació. En aquest sentit, l'ús d'observacions de la fase diferencial ( $\Phi_{DP}$  o  $k_{DP}$ ) de radars de doble polarització podria ser una alternativa interessant per afegir una restricció semblant a les utilitzades per Cao et al. (2013) -i referències incloses-.

Els resultats que s'han presentat en aquest capítol només confirmen la consistència del mètode i n'il·lustren el funcionament, però no valoren si les composicions obtingudes s'adapten ad hoc a les restriccions imposades o bé reproduïxen els camps de precipitació més fidelment que les tècniques existents. En el capítol següent es presenta una metodologia per validar sistemàticament els camps tridimensionals obtinguts. S'utilitzen les observacions d'un radar que cobreix la regió d'interès i és extern al procés de composició.

# Capítol 5 Avaluació de tècniques de composició 3D de reflectivitat

## 5.1 Introducció

En el capítol anterior s'han descrit diverses aproximacions per compondre les observacions d'una xarxa radars, i per qualsevol proposta és necessari disposar d'una avaluació de la seva idoneïtat. L'avaluació de les diferents tècniques de composició ha de permetre quantificar el seu grau d'incertesa, aprofundir en el seu funcionament, establir quin avantatge representen respecte l'ús d'observacions d'un sol radar o d'altres tècniques de composició...

Típicament, els productes de QPE amb radars s'avaluen comparant les estimacions amb mesures de pluja en superfície; en les composicions 2D de pluja a partir de diversos radars, com un producte QPE més, també es pot aplicar. Zhang et al. (2011) avaluen amb acumulacions diàries de pluviòmetres les estimacions obtingudes a partir d'una composició 2D; concretament quantifiquen la millora que el producte QPE va fent en les diverses fases del processat. Sandford i Gaussiat (2012) també utilitzen acumulacions de pluviòmetres per comparar els resultats d'una composició segons l'altura de la mesura amb els de la composició per índex de qualitat que proposen. Kim et al. (2012) proposen una composició de variables polarimètriques que avaluen comparant els resultats amb les mesures de disdròmetres i pluviòmetres.

Pel que fa a mosaics de reflectivitat, Zhang et al. (2005) van avaluar diferents opcions de composició 3D analitzant visualment aproximadament 50 casos en diverses regions i diferents estacions de l'any, per triar la que millor reproduís les estructures de la reflectivitat evidents en les observacions dels radars; finalment van escollir la tècnica que hem introduït en el capítol anterior com M2. Chandrasekar i Lim (2008) apliquen la tècnica que proposen per obtenir mosaics de reflectivitat i atenuació específica a dades sintètiques, de manera que poden comparar el camp original amb l'obtingut –com a prova de consistència-, i fer a més una anàlisi de sensibilitat de l'algoritme. Lim et al. (2011) apliquen la mateixa tècnica a observacions reals de radars de banda X (afectats per l'atenuació per pluja intensa) i l'avaluen comparant amb mesures de reflectivitat corregides a partir d'informació polarimètrica i també comparant amb mesures de reflectivitat de radars de banda S sobre la mateixa zona (que estan molt menys afectats per l'atenuació per pluja).

En aquest capítol, ens proposem avaluar tècniques de composició 3D de reflectivitat a alta resolució com les presentades en el capítol anterior. Ja s'han avaluat els resultats per dos casos d'estudi concrets des d'un punt de vista qualitatiu i de consistència interna, però no s'ha fet un enfocament sistemàtic ni amb fonts d'informació independent. L'alta densitat de radars a Catalunya dóna un entorn idoni per a una avaluació d'aquestes característiques. En una regió coberta per observacions de tres radars, podem obtenir un mosaic 3D de reflectivitat a alta resolució composant les observacions de dos radars i després comparar el resultat amb les observacions del tercer radar que no han intervingut en la composició. Així duem a terme una avaluació i comparació del mètode invers desenvolupat en el capítol anterior i la tècnica M2 que, d'entre les dues tècniques de referència estudiades, és la que té millors resultats.

L'objectiu principal d'aquest capítol és presentar una metodologia d'avaluació de tècniques de composició 3D de reflectivitat a partir d'observacions d'un radar independent i aplicar-la a la tècnica M2 -basada en una mitjana ponderada segons la distància a cada radar- i al mètode invers proposat. A la Secció 5.2 s'expliquen les dades utilitzades. La Secció 5.3 està dedicada a desenvolupar un cas concret per il·lustrar el procediment d'avaluació. Els resultats de l'avaluació es presenten a la Secció 5.4. A la Secció 5.5 hi ha les conclusions d'aquest capítol.

## 5.2 Dades utilitzades

Les dades de radars utilitzades en aquest estudi van ser registrades amb tres radars de banda C a prop de Barcelona. Es tracta dels dos radars presentats a la Secció 4.2.1, LMI i CDV, que pertanyen a la xarxa del Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) i del radar de Barcelona de l'Agència Estatal de Meteorologia (AEMET) introduït a la Secció 2.2, que anomenarem radar BAR, situat al Puig d'Agulles (Figura 5.1). El radar BAR es troba a uns 45 km del radar CDV i aproximadament a 90 km del radar LMI com es mostra a la Figura 5.1. Les característiques principals d'aquest radar es mostren a la Taula 5.1. S'han processat les dades per als tres radars amb els algorismes de correcció explicats a la Secció 4.2.1; posteriorment s'han desplaçat els camps corresponents a cada elevació per compensar les diferències temporals entre elevacions [com fan Bellon et al. (2005)], així com per sincronitzar les mesures dels tres radars. Així per cada elevació, s'ha estimat el camp de moviment entre cada pas de temps i el següent (tal com es faria per fer previsions per persistència lagrangiana); llavors tenint en compte l'hora exacta d'execució (a resolució d'un minut) de cada elevació en cadascun dels radars, s'han desplaçat els camps adequadament (aplicant els camps de moviment calculats prèviament) per aconseguir tenir totes les elevacions de tots els radars sincronitzades.

A partir de les observacions dels radars LMI i CDV, s'han obtingut mosaics de reflectivitat en un domini de  $95 \times 75 \times 7 \text{ km}^3$  amb un pas de malla de 500 m en les dues direccions horitzontals i 250 metres de la vertical. Les observacions del radar BAR s'han utilitzat com a font d'informació independent per a l'avaluació. Les observacions del radar BAR també estan afectades d'errors, i de fet els papers de font independent i part de la composició serien intercanviables amb els



altres radars. L'àrea coberta per la malla inclou les localitzacions dels tres radars (vegeu la Figura 5.1).

Les composicions analitzades corresponen a observacions registrades entre les 0000 UTC i les 1200 UTC del 2 de novembre de 2008 a una resolució temporal de 30 minuts. Van ser recollides durant l'episodi que va passar entre el 30 d'octubre i el 2 de novembre de 2008 caracteritzat per "pluges abundants" i "fortes ventades associades a fenòmens de temps sever al camp de Tarragona i la Conca de Barberà" (SMC, 2009b) que són regions incloses en el nostre domini.

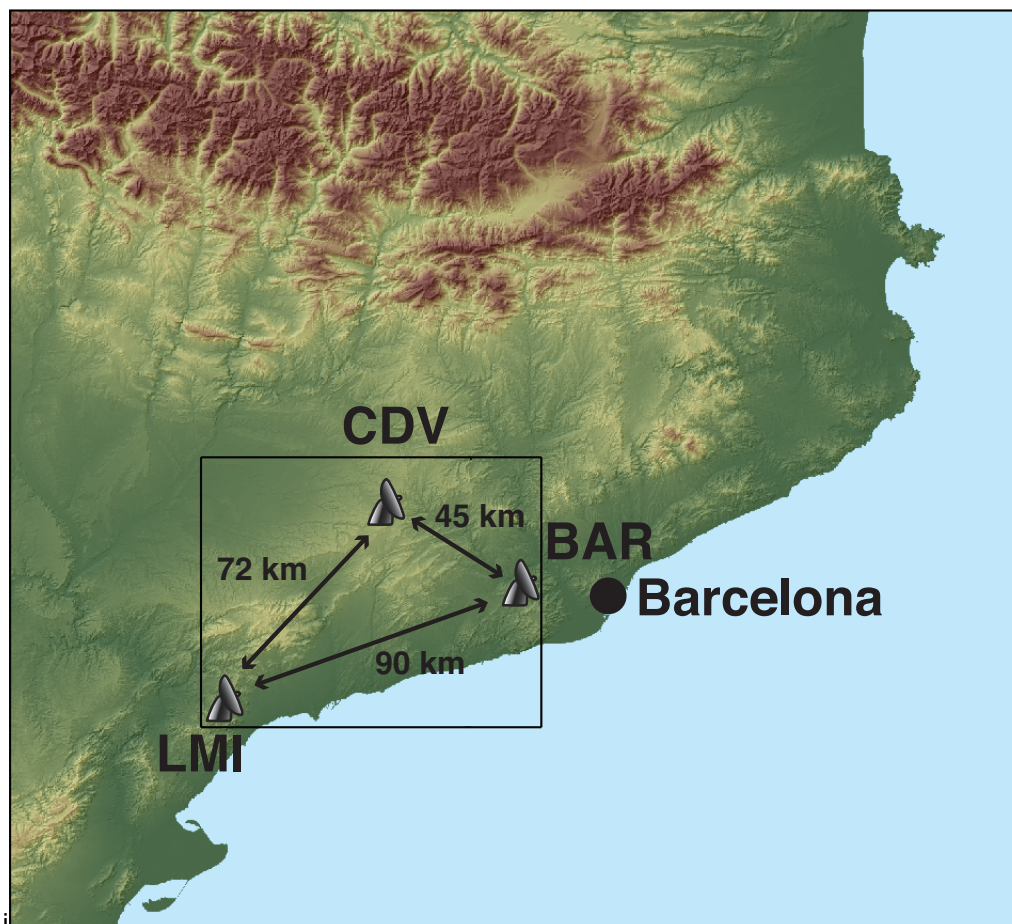


Figura 5.1. Il·lustració de la situació dels radars i el domini. La situació dels radars LMI, CDV i BAR es mostren en un mapa topogràfic al nord-est de la península Ibèrica. El requadre indica l'àrea coberta pel domini tridimensional on es realitzen els mosaics.

	<b>Barcelona (BAR)</b>
<b>Longitud d'ona</b>	5.3 cm
<b>Durada de l'impuls</b>	2 $\mu$ s
<b>Amplada del feix (3-dB)</b>	0.9°
<b>Potència transmesa (peak power)</b>	250 kW
<b>Resolució azimuthal</b>	0.8°
<b>Resolució radial</b>	1 km
<b>Rang màxim</b>	120 km
<b>Nombre d'elevacions</b>	19
<b>Elevació més baixa</b>	0.5°
<b>Altitud</b>	663 m
<b>Resolució temporal</b>	10 min

Taula 5.1. Característiques principals del radar de Barcelona de l'AEMET.

### 5.3 Exemple del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC

En aquesta Secció presentem un exemple per il·lustrar com fem servir les observacions del radar independent BAR per analitzar les composicions obtingudes a partir de les observacions dels radars LMI i CDV, tal com es fa a Roca-Sancho et al. (2012).

Aquest exemple correspon al 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC i té similituds amb el del 17 de setembre de 2009 a les 2006 UTC presentat a la Secció 4.4.1, per exemple en la posició d'un nuclis convectiu a prop del radar LMI i d'un altre més a prop del radar CDV. A la Figura 5.2 es mostren seccions del camp obtingut pel mètode invers del capítol anterior a partir de les observacions dels radars LMI i CDV.

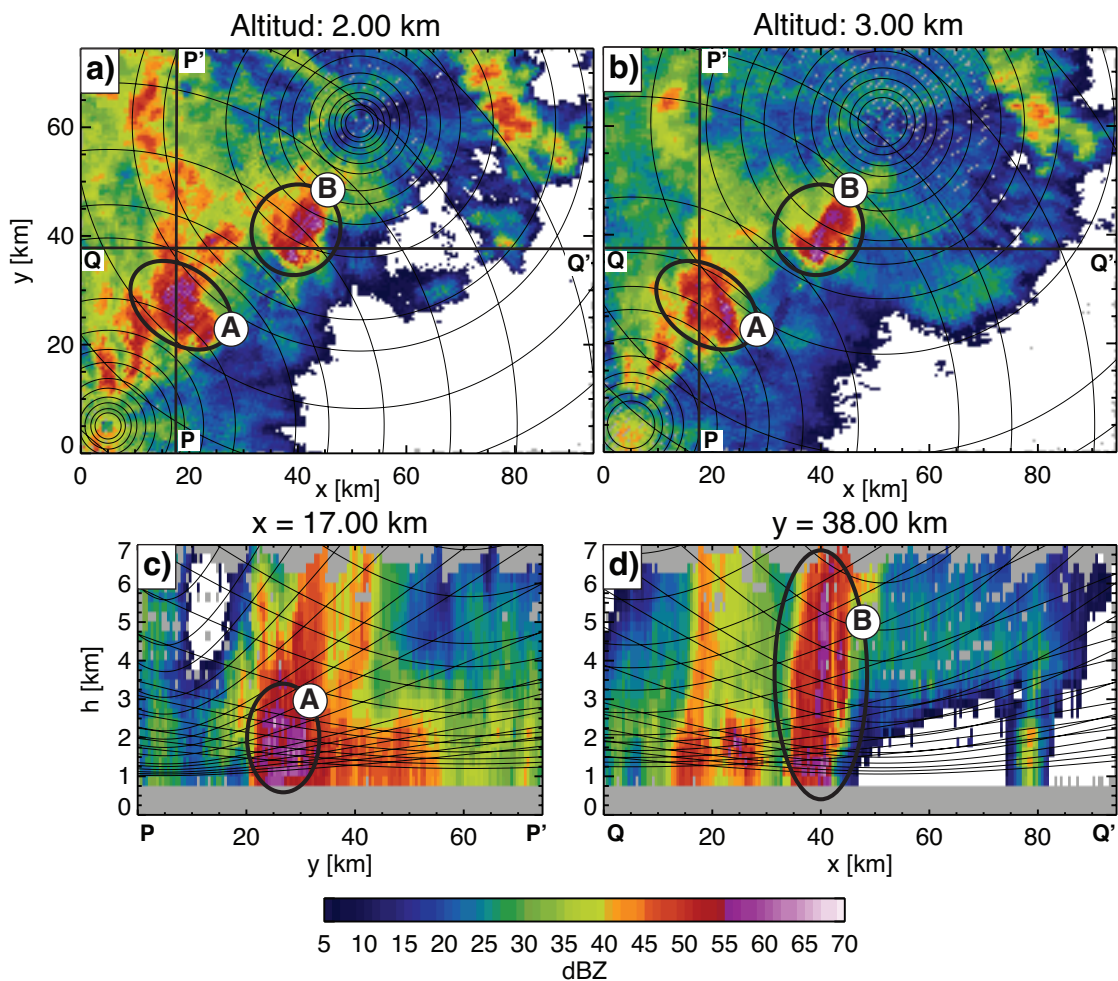


Figura 5.2. CAPPIs (Constant Altitude Plan Position Indicator) i seccions verticals del mosaic tridimensional de reflectivitat obtingut amb el mètode invers a partir d'observacions dels radars LMI i CDV preses el 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC. Els CAPPIs corresponen a les altituds de 2 i 3 km [(a) i (b) respectivament] i les seccions verticals s'indiquen en els CAPPIs amb línies rectes, la línia P-P' per  $x=17$  km (c) i la línia Q-Q' per  $y=38$  km (d). Les línies primes representen la trajectòria del feix del radar per cada elevació. Les àrees grises corresponen a regions sense observacions de radar (en altituds per sota d'1 km) o sense prou informació per a la composició (en altres altituds). A i B indiquen dues cèl·lules convectives (vegeu el text per a més detalls).

Observem que bona part del domini està coberta per pluja i que hi ha diverses cèl·lules convectives immerses (Figures 5.2a i 5.2b). Per exemple en la regió indicada amb una A hi ha una cèl·lula amb valors molt alts de reflectivitat, que connecta cap al nord amb zones de pluja

intensa, encara que sense valors tan alts i amb menys desenvolupament vertical (Figura 5.2c). En la Figura 5.2d es pot apreciar el fort desenvolupament vertical de la cèl·lula etiquetada com B.

Per analitzar el funcionament de les tècniques de composició, com en la Secció 4.4, comparem les observacions reals dels radars amb les observacions simulades segons el procediment descrit a les Seccions 4.3.2 i 4.3.3, per poder comparar valors de la mateixa naturalesa (no seria així si volguéssim comparar els camps observats –en les corresponents coordenades polars i només per a certs valors d'elevació- directament amb els mosaics obtinguts –a alta resolució en coordenades cartesianes-). Però en aquesta Secció, a més de fer-ho pels radars LMI i CDV –les observacions dels quals s'han utilitzat en la composició-, ho podem fer pel radar BAR com a font d'informació externa al procés de composició.

A la Figura 5.3 es mostren les observacions de la primera elevació del radar LMI (Figura 5.3a) juntament amb les simulacions sobre els mosaics obtinguts amb la tècnica M2 (Figura 5.3b) i amb el mètode invers (Figura 5.3c). Veiem que la simulació sobre el mosaic obtingut amb el mètode invers s'assembla més a l'observació (Figures 5.3a i 5.3c) que no la simulació sobre el mosaic de la tècnica M2 (Figura 5.3b); per exemple, els valors alts s'acosten més als de l'observació i el corredor d'atenuació marcat com a C està més ben reproduït. Anàlogament a la Figura 5.4 podem veure la primera elevació del radar CDV observada i simulada sobre els dos mosaics diferents. Es veu també que la Figura 5.4c s'assembla més a la Figura 5.4a que no pas la Figura 5.4c. En particular, els valors extrems de la cèl·lula B s'assoleixen amb el mosaic del mètode invers però no amb el mosaic de la tècnica M2.

A prop dels radars hi ha una petita àrea sense pluja, que correspon a la regió al voltant de la vertical sobre el radar (con de silenci) desplaçada en el procés de sincronitzar les diferents elevacions i els tres radars mencionat a la Secció 5.2.

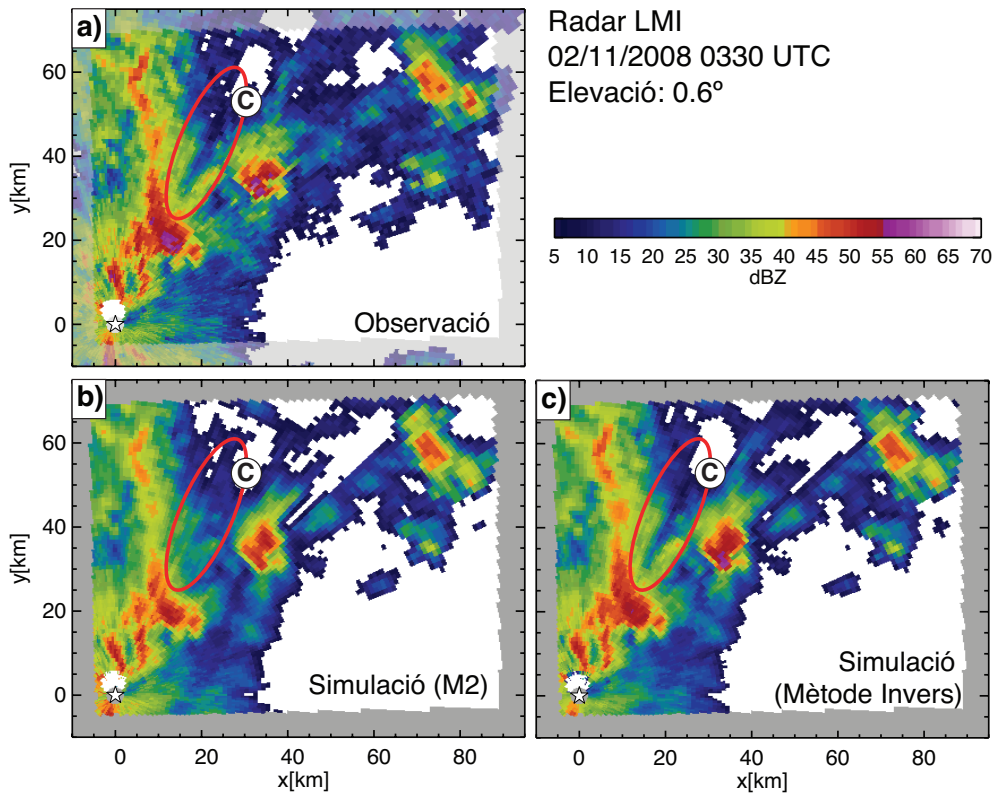


Figura 5.3. Camp de reflectivitat de l'elevació de 0.6° observat amb el radar LMI el 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC (a) i camps de reflectivitat corresponents a la simulació de l'elevació de 0.6° pel radar LMI sobre els camps obtinguts amb la tècnica M2 (b), i el mètode invers (c). La situació del radar LMI està indicada amb una estrella. El color blanc vol dir que no hi ha pluja. Les àrees en ombra en les observacions i en gris en les simulacions corresponen a punts fora del domini.

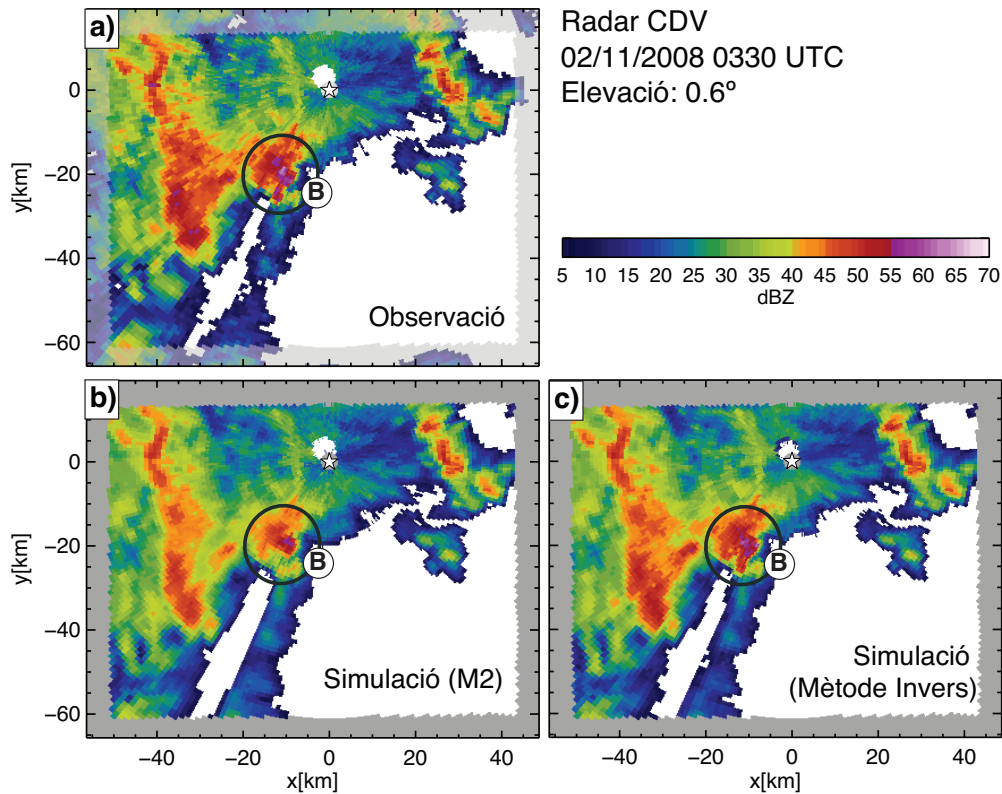


Figura 5.4. El mateix que a la Figura 5.3 però per al radar CDV.

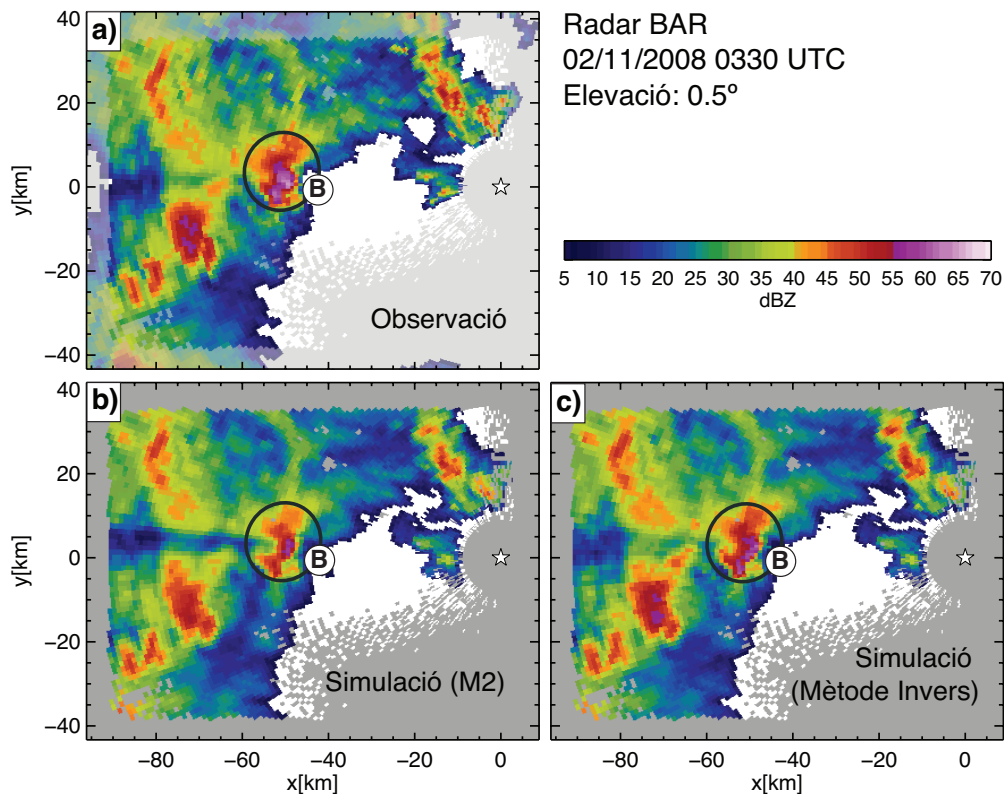


Figura 5.5. Camp de reflectivitat de l'elevació de 0.5° observat amb el radar BAR el 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC (a) i camps de reflectivitat corresponents a la simulació de l'elevació de 0.6° pel radar BAR sobre els camps obtinguts amb la tècnica M2 (b), i el mètode invers (c). La situació del radar BAR està indicada amb una estrella. El color blanc vol dir que no hi ha pluja. Les àrees en ombra en les observacions i en gris en les simulacions corresponen a punts fora del domini.

Finalment a la Figura 5.5 tenim l'observació i les simulacions per a la primera elevació del radar BAR. Hi ha una àrea de sud-est que està exclosa del domini (àrees en ombra a l'observació i àrees grises en les simulacions) perquè corresponen a observacions del radar BAR tals que el seu volum de resolució inclou punts de la malla (introduïda en la Secció 5.2) no coberts per cap observació ni del radar LMI ni del radar CDV, i per tant no inclosos en el domini de la composició. En particular en aquesta àrea del sud-est les observacions de LMI i CDV es troben a més altitud que no les del radar BAR, de la mateixa manera que hi ha observacions al voltant del radar BAR que tampoc fem servir perquè són massa baixes en comparació amb les de LMI i CDV [cal tenir en compte que el radar BAR es troba a una altitud més baixa (663 m) que els altres dos (910 m i 825 m, respectivament)].

Observem que en la simulació sobre el mosaic M2 (Figura 5.5b) la cèl·lula convectiva central pren valors més baixos que en l'observació, i també el corredor d'atenuació que la segueix; en la simulació sobre el mosaic obtingut amb el mètode invers (Figura 5.5c) la cèl·lula s'assembla més a l'observada i el corredor d'atenuació també. D'altra banda, hi ha valors de reflectivitat al voltant del corredor d'atenuació que se sobreestimen amb el mosaic del mètode invers mentre que amb el de la tècnica M2 se subestimen. Així veiem que aparentment hi ha una millora en les simulacions del radar BAR amb el mosaic del mètode invers però no és tan evident com amb les simulacions dels altres radars que s'han utilitzat per a la composició. No és sorprenent

que la millora sigui menys evident, ja que el mosaic del mètode invers ha estat obtingut buscant la compatibilitat amb les observacions dels radars LMI i CDV i sense informació del radar BAR.

## 5.4 Avaluació

Aquí presentem una avaluació quantitativa de les composicions a partir de la comparació entre observacions i simulacions del radar BAR. Les observacions d'aquest radar no són de més qualitat que les altres, simplement tenen el valor de ser independents de la composició; així els papers entre radars són intercanviables. Fem l'avaluació per a 25 camps de pluja separats per un pas de temps de mitja hora durant un període d'avaluació que va de les 0000 UTC a les 1200 UTC del 2 de novembre de 2008, i analitzem amb més detall per al cas de les 0330 UTC vist a la Secció 5.3. El mètode invers, com s'esmenta a la Secció 4.3.4, és sempre inicialitzat amb el mosaic obtingut amb la tècnica M2.

### 5.4.1 Estadístics

#### 5.4.1.a) Cas del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC

Com hem fet a la Secció 4.4, utilitzem els estadístics de la correlació, el biaix i l'arrel de l'error mitjà quadràtic (RMSE) per avaluar la semblança entre observacions reals i simulades. A la part esquerra de la Taula 5.2 hi ha els valors d'aquest cas per a la primera elevació de cada radar, és a dir per als camps que hem vist en la Secció 5.3.

0330 UTC del 2 de novembre de 2008							
Primera elevació				Totes les elevacions			
	Correlació	Biaix [dB(Z)]	RMSE [dB(Z)]		Correlació	Biaix [dB(Z)]	RMSE [dB(Z)]
	LMI				LMI		
<b>M2</b>	0.94	-0.95	5.48	<b>M2</b>	0.93	-0.05	5.16
<b>Mètode invers</b>	0.96	-0.75	4.27	<b>Mètode invers</b>	0.97	-0.32	3.35
	CDV				CDV		
<b>M2</b>	0.97	-0.42	3.60	<b>M2</b>	0.96	-0.48	3.68
<b>Mètode invers</b>	0.99	0.04	2.61	<b>Mètode invers</b>	0.98	0.03	2.38
	BAR				BAR		
<b>M2</b>	0.94	-0.21	5.28	<b>M2</b>	0.93	0.10	4.61
<b>Mètode invers</b>	0.95	0.06	4.71	<b>Mètode invers</b>	0.94	0.13	4.45

Taula 5.2. Estadístics del funcionament de les dues tècniques de composició (M2 i el mètode invers). La correlació, el biaix i l'arrel de l'error mitjà quadràtic (RMSE) entre simulacions i observacions s'han calculat fent servir la primera elevació (esquerra) i totes les elevacions alhora (dreta). Corresponen al cas del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC, i als radars LMI, CDV i BAR (de dalt a baix).

Observem que en els tres estadístics el mosaic del mètode invers té millors resultats per als radars LMI i CDV. Pel radar BAR el biaix és més gran utilitzant el la tècnica M2 que el mètode invers, i també en termes de correlació i de l'RMSE és millor el mètode invers. A la part dreta de la Taula 5.2 hi ha l'avaluació fent servir totes les elevacions i veiem uns resultats similars. Per al radar LMI el biaix és pitjor usant el mètode invers però la correlació i l'RMSE continuen

essent clarament millors. Els valors per al radar CDV són també més favorables en el cas del mètode invers, mentre que per al radar BAR els resultats són força semblants, malgrat que el mètode invers té el biaix una mica pitjor i l'RMSE millor que per la tècnica M2.

#### 5.4.1.b) Període d'avaluació (0000 UTC – 1200 UTC del 2 de novembre de 2008)

A la Figura 5.6 veiem l'evolució del biaix al llarg de tot el període d'avaluació per als tres radars i els dos mètodes de composició. Per als radars que intervenen en la composició (LMI i CDV) el biaix és més proper a zero per al mosaic del mètode invers en la majoria dels casos, també hi ha uns quants casos d'igual biaix com entre les 0630 UTC i les 0730 UTC pel radar LMI. Pel radar BAR el biaix és força semblant pels dos mètodes en la majoria de casos, i n'hi ha pocs en què el biaix sigui pitjor per al mètode invers que per a la tècnica M2. Notem que la composició en un pas de temps donat utilitza només informació d'aquell pas de temps, de manera que la relació que puguin tenir els estadístics en un pas de temps i el següent es limita a la que tinguin les observacions en un pas de temps i el següent. Podem veure la mateixa gràfica per a l'RMSE en la Figura 5.7. Com que el procés iteratiu que es dona en el mètode invers minimitza una funció objectiu que és la suma dels errors al quadrat per als dos radars LMI i CDV (equació 4.1), és d'esperar que l'RMSE sigui més baix per al mètode invers en aquests radars, com es veu a la Figura 5.7 (dalt). Tot i així veiem algun cas on la diferència entre tècniques és molt petita, com a les 0100 UTC, fet que indicaria que el procés de minimització ha trobat un mínim local molt a prop de l'aproximació inicial (obtinguda amb la tècnica M2).

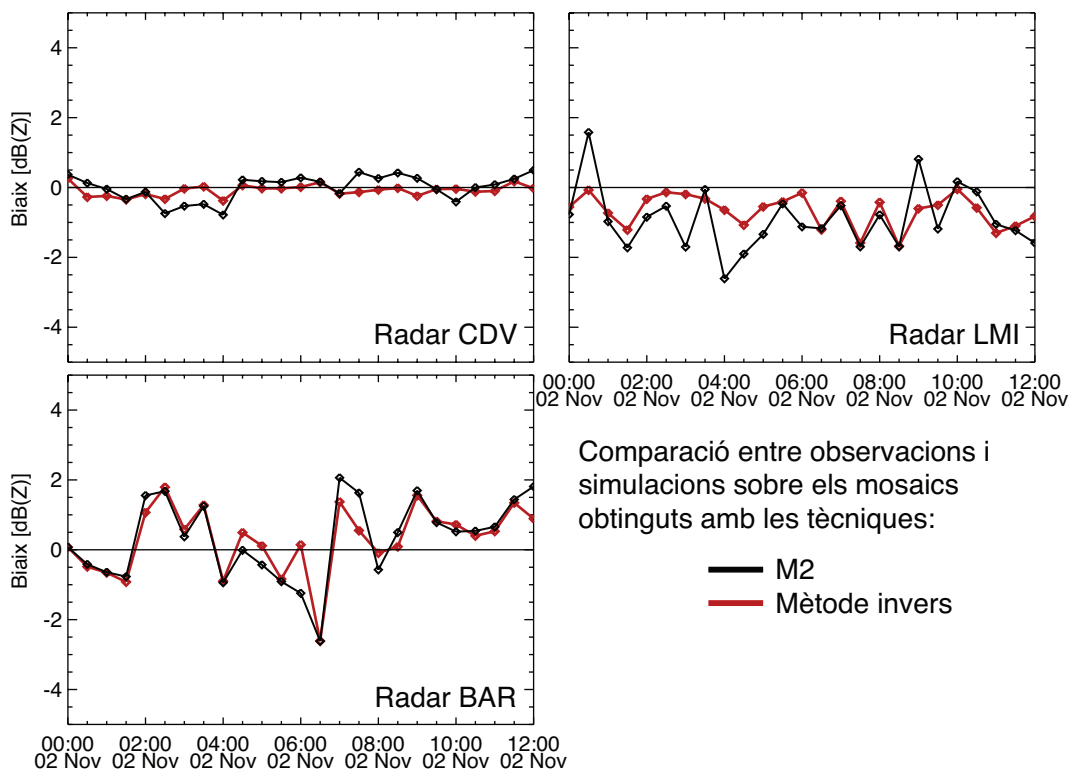


Figura 5.6. Biaix entre observacions i simulacions sobre cada mosaic (M2 línia negra, mètode invers línia vermella) i per a cada radar (d'esquerra a dreta i de dalt a baix: CDV, LMI i BAR) al llarg del període d'avaluació.

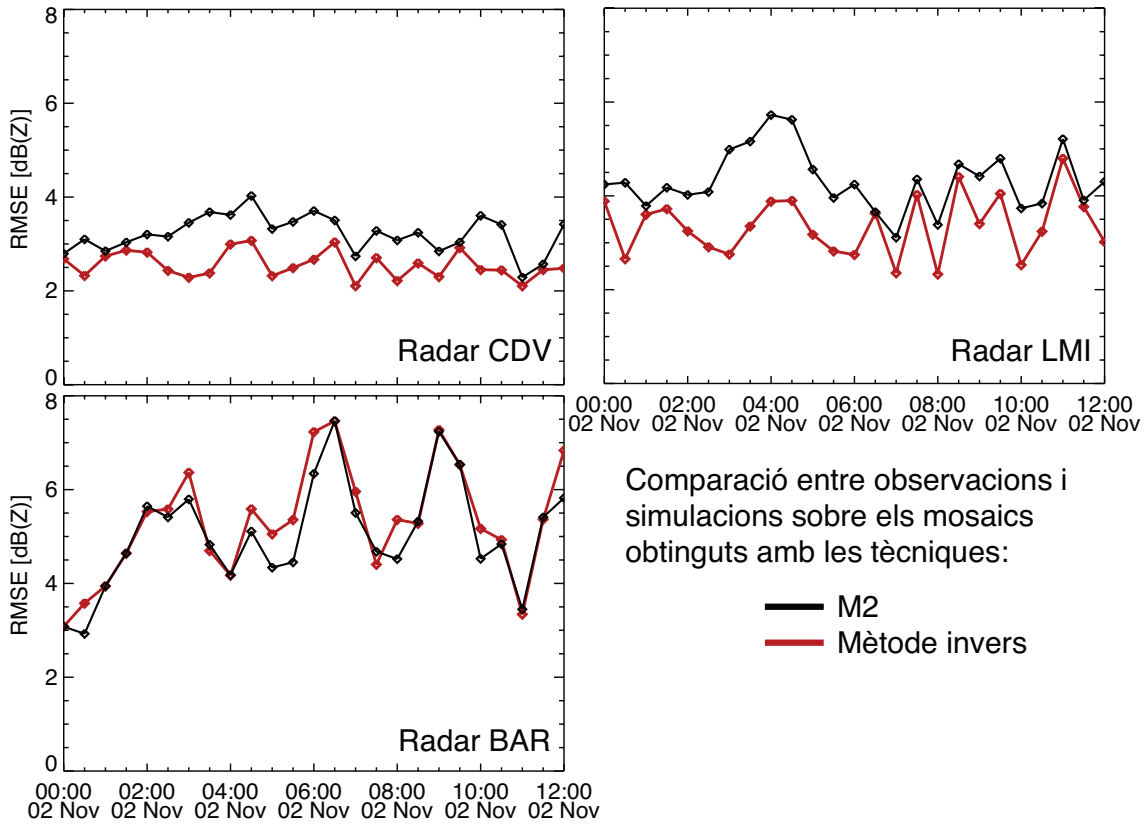


Figura 5.7. El mateix que a la Figura 5.6 però per a l'RMSE.

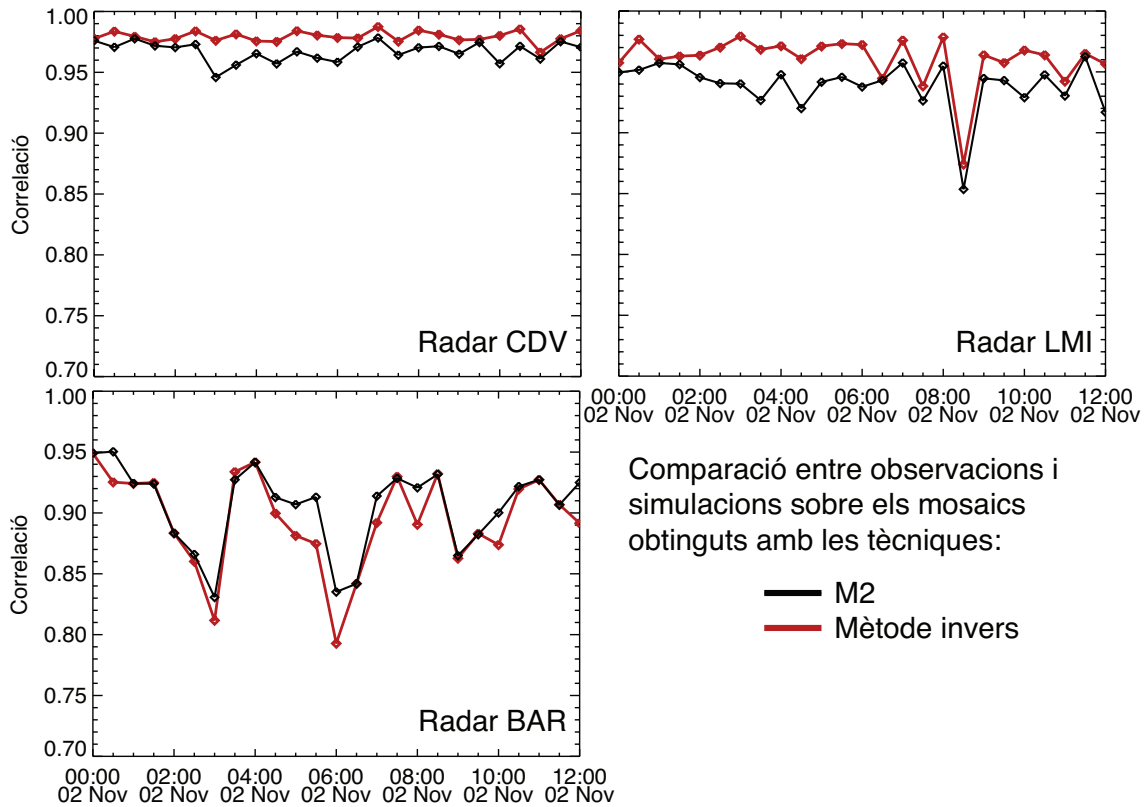


Figura 5.8. El mateix que a la Figura 5.6 però per a la correlació.



Els valors per al radar BAR tornen a ser en gran part molt semblants pels dos mètodes i en uns quants casos el mètode invers té pitjors resultats. A la Figura 5.8 veiem els resultats de la correlació i per bé que els valors són força alts en tots els casos, els resultats només són millors per al mètode invers en les radars que intervenen en el mètode invers (CDV i LMI), en el radar independent BAR la tècnica M2 obté valors de correlació iguals o millors.

D'aquesta manera veiem que per al període d'avaluació el biaix, l'RMSE i la correlació són millors per al mètode invers en els radars que intervenen en la composició, confirmant la consistència del mètode. D'altra banda, en el radar independent BAR, els resultats són molt semblants entre el mètode invers i la tècnica M2; es percep un lleuger avantatge del mètode invers en termes del biaix, però des del punt de vista de l'RMSE i la correlació, la tècnica M2 és la que té l'avantatge.

## 5.4.2 Distribucions de la reflectivitat

### 5.4.2.a) Cas del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC

Una altra manera de valorar la semblança entre observacions i simulacions per cada radar és comparar les distribucions de reflectivitat obtingudes d'unes amb les de les altres. A la Figura 5.9 es mostra la distribució de la reflectivitat en la primera elevació observada (línies negres) que podem comparar amb les distribucions de la primera elevació simulada (línies blaves i vermelles) per al cas del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC. Es tracta de les distribucions dels camps mostrats a les Figures 5.3, 5.4 i 5.5. Veiem que per al radar CDV la distribució de la simulació sobre el mosaic del mètode invers s'aproxima més a la de l'observació que la corresponent a la tècnica M2, sobretot en els valors més grans que 40 dBZ –associats a les zones més convectives-. Això també passa per al radar LMI a partir de 50 dBZ, encara que és menys evident. Aparentment el mètode invers aconsegueix reproduir més bé la distribució en els valors alts observats. Observant la gràfica pel radar BAR, les tres distribucions són semblants i la tècnica M2 segueix generant menys valors superiors a 50 dBZ que els observats, mentre que el mètode invers produeix més valors al voltant de 55 dBZ que els observats, de manera que no és evident que un resultat sigui millor que l'altre.

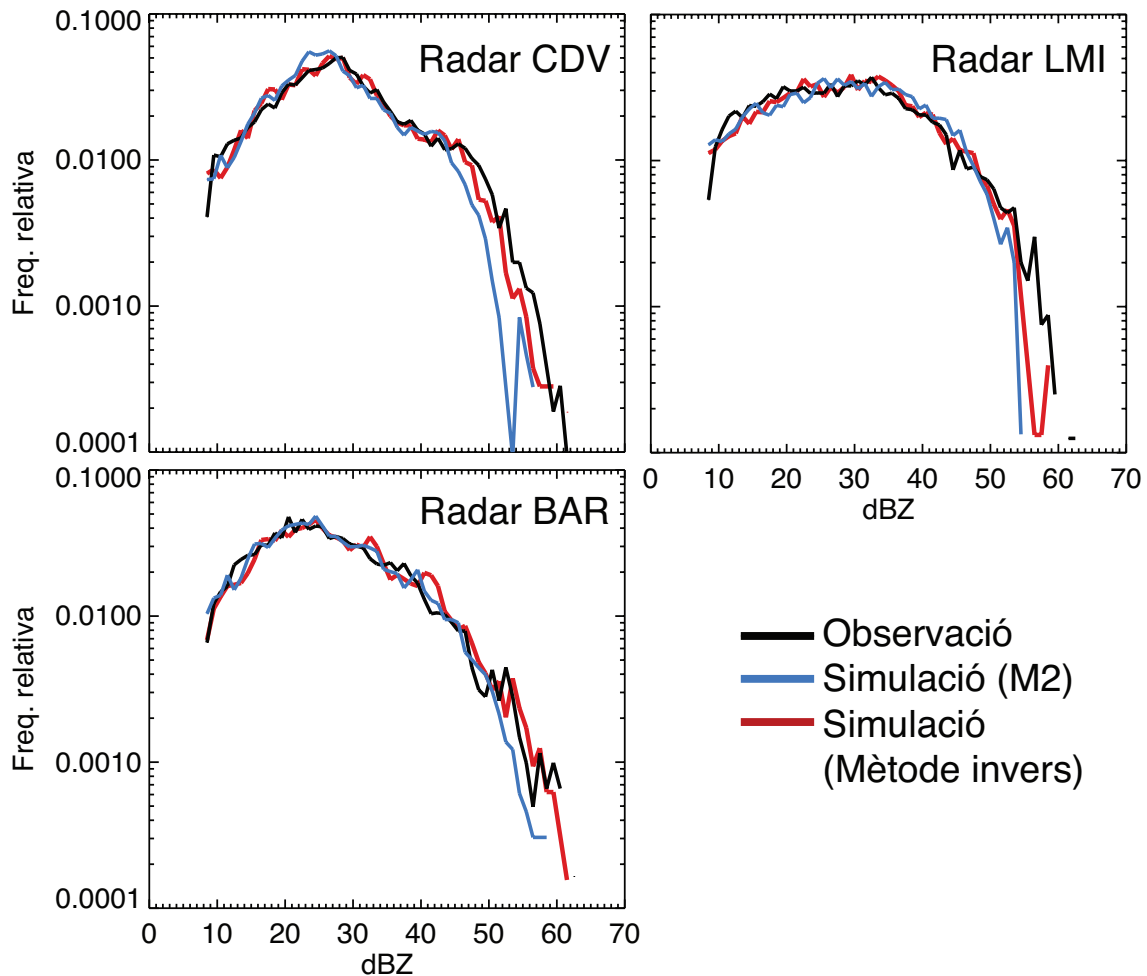


Figura 5.9. Distribucions de reflectivitat de la primera elevació observada (línies negres), simulada sobre el mosaic M2 (línies blaves) i simulada sobre el mosaic del mètode invers (línies vermelles) per als dos radars que intervenen en la composició (CDV i LMI; primera fila) i per al radar independent (BAR; segona fila) en el cas del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC.

#### 5.4.2.b) Període d'avaluació (0000 UTC – 1200 UTC del 2 de novembre de 2008)

Hem calculat les distribucions de reflectivitat prenent com a mostra tot el període d'avaluació (entre les 0000 UTC i les 1200 UTC del 2 de novembre de 2008) i estan representades a la Figura 5.10. Per als radar CDV i LMI veiem que en general les dues tècniques de composició no generen tants valors alts (aproximadament a partir de 40 dBZ) com hi ha a les observacions. Tanmateix, amb el mètode invers s'aconsegueixen més valors alts que no amb la tècnica M2. Pel que fa al radar BAR veiem que la distribució obtinguda a partir del mètode invers és molt semblant a la de l'observació fins i tot per als valors alts. Com que es tracta d'una distribució per a tot el període inclou casos de subestimació i sobreestimació de la proporció de valors alts, però en tot cas el mètode invers tendeix a capturar més bé els valors alts que la tècnica M2.

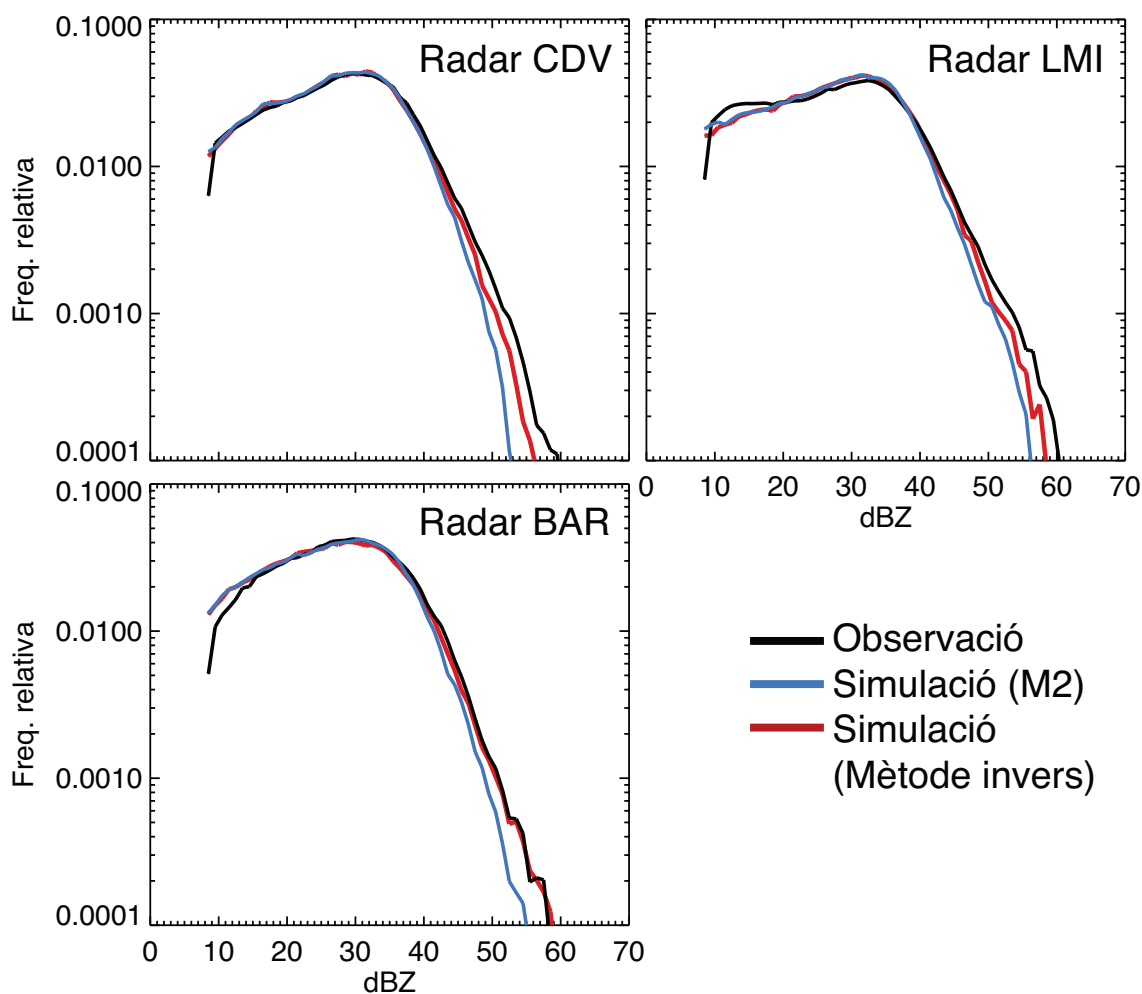


Figura 5.10. El mateix que a la Figura 5.9 però per a tot el període d'avaluació (entre les 0000 UTC i les 1200 UTC del 2 de novembre de 2008).

### 5.4.3 Anàlisi d'escala

En aquesta Secció, fem ús de l'espectre de potències de Fourier introduït a la Secció 2.3.3 per establir si les simulacions sobre els mosaics obtinguts amb les diferents tècniques de composició reproduïxen les observacions en termes de la variabilitat espacial. Simplifiquem els espectres de Fourier dels camps, que tenen dues dimensions, a un espectre unidimensional obtingut fent la mitjana radial com fan, per exemple, Pegram et al. (2011).

#### 5.4.3.a) Cas del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC

Els espectres de Fourier d'observacions i simulacions són força semblants per als tres radars en el cas del 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC (Figura 5.11, són els espectres dels camps de les Figures 5.3, 5.4 i 5.5). Per apreciar millor les discrepàncies a la Figura 5.12 es mostren les ràtios dels espectres respecte l'espectre de l'observació. Observem que l'espectre s'ha reproduït millor per al radar CDV que no pas per LMI en les dues tècniques de composició i en ambdós radars hi ha una subestimació del pes de les escales més petites. Malgrat la poca diferència entre el resultat d'una tècnica i l'altra, en les escales més grans (20 – 80 km) veiem que en la simulació sobre el mosaic del mètode invers les escales més grans (20 – 80 km) tenen més pes que en la simulació a partir de la tècnica M2. Aquestes escales són

determinants en el fet que per al radar CDV el mètode invers reproduïx millor la variància del camp i que per al radar LMI ho faci la tècnica M2. En el radar BAR (Figura 5.12, segona fila) les dues tècniques de composició tornen a obtenir un espectre molt semblant entre elles. La tècnica M2 subestima més el pes de les escales més grans però tot i així obté una millor reproducció de la variància.

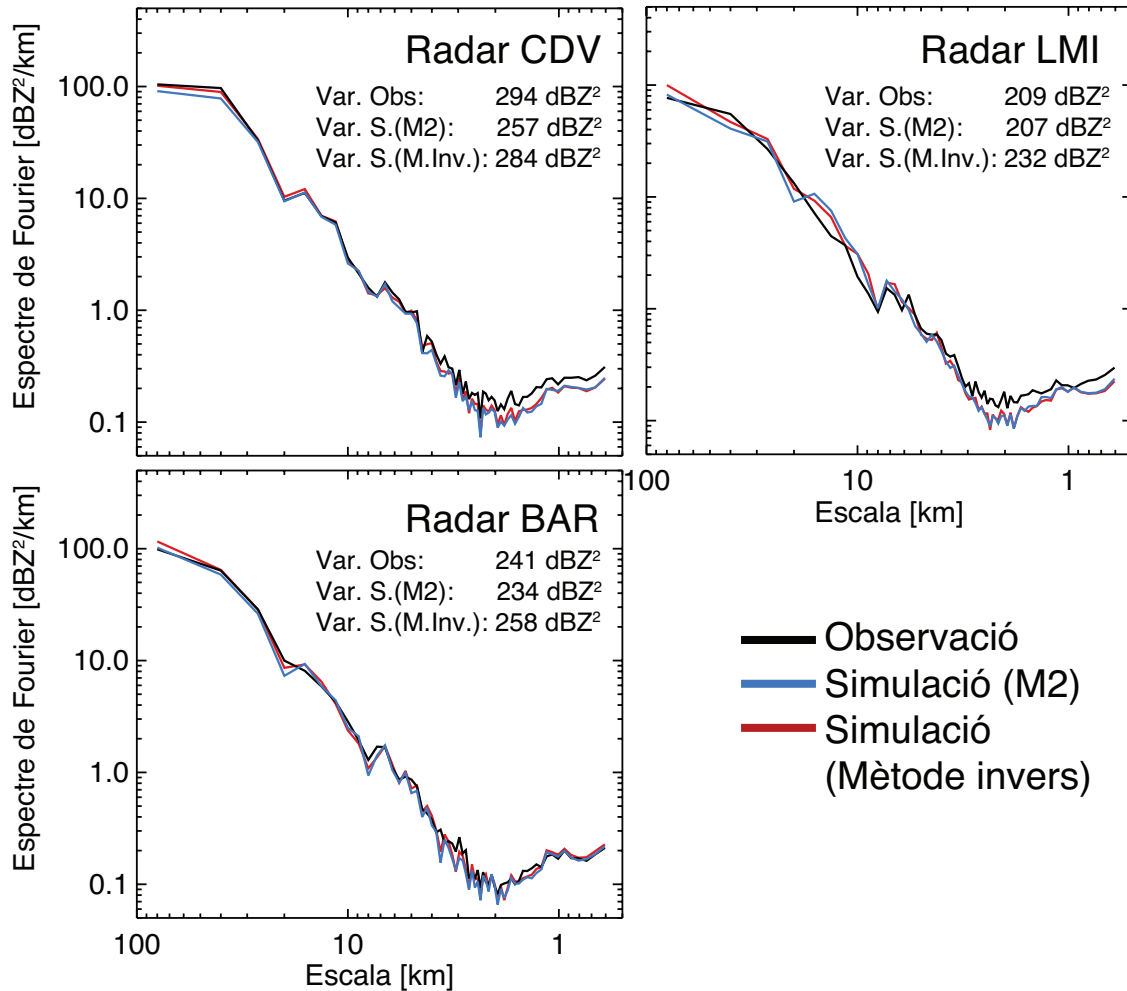


Figura 5.11. Espectres de Fourier 1D obtinguts fent la mitjana radial dels espectres dels camps de reflectivitat observats (línies negres) i simulats (línies blaves i vermelles) per a la primera elevació de cada radar (CDV, LMI, BAR d'esquerra a dreta i de dalt a baix) corresponents al 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC. S'inclouen els valors de la variància de cada camp.

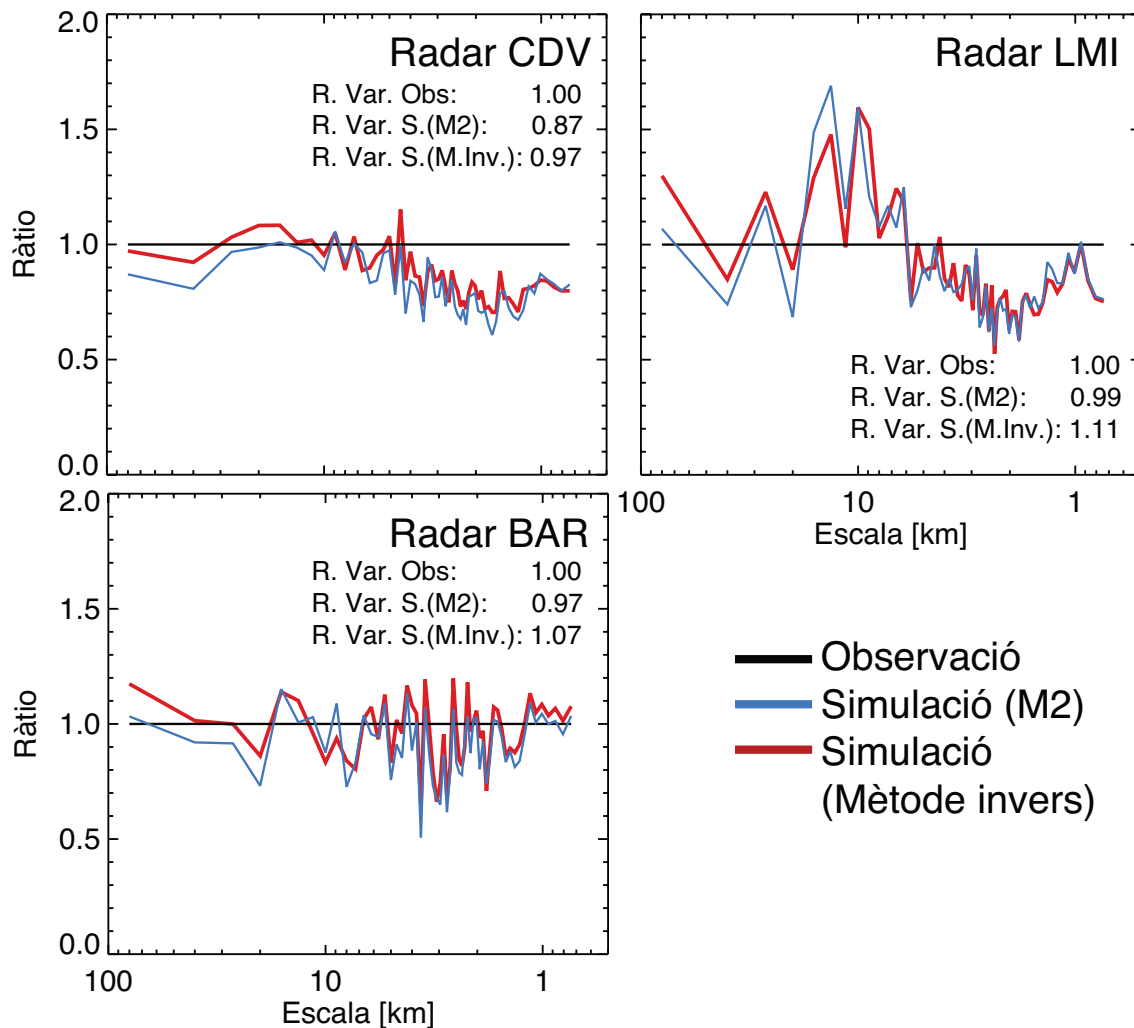


Figura 5.12. Ràtios dels espectres de Fourier 1D respecte l'espectre de l'observació dels camps de reflectivitats observats (línies negres) i simulats (línies blaves i vermelles) per a la primera elevació de cada radar (CDV, LMI, BAR d'esquerra a dreta i de dalt a baix) corresponents al 2 de novembre de 2008 a les 0330 UTC. S'inclouen els valors de les ràtios de la variància de cada camp i la variància del camp observat corresponent.

#### 5.4.3.b) Període d'avaluació (0000 UTC – 1200 UTC del 2 de novembre de 2008)

A la Figura 5.13 es mostren les ràtios d'espectres mitjanes de tot el període d'avaluació per determinar si els resultats obtinguts són sistemàtics en aquesta mostra. Per al radar CDV el pes de les escales més grans lleugerament subestimat amb les dues tècniques i per a les escales petites, per bé que ambdues tècniques en subestimen el pes, el mètode invers el subestima menys. En el radar LMI, el pes de les escales més grans està sobreestimat en mitjana per les dues tècniques, el mètode invers dóna més pes a les escales més petites acostant-se més als valors de l'observació. Finalment per al radar BAR el pes de les escales grans està lleugerament subestimat en mitjana per a les dues tècniques; entre les escales de 2 i 10 km aproximadament el mètode invers subestima menys que la tècnica M2 i per a les escales més petites hi ha massa soroll en la simulació del mètode invers mentre que la simulació de la tècnica M2 té una textura massa suau.

Si ens fixem en el tram d'escala on tenen lloc els fenòmens convectius, entre 2 i 20 km [corresponent a les escales meso- $\gamma$  segons la classificació proposada per Orlandi (1975)], veiem que el mètode invers en reproduïx el pes igual o millor que la tècnica M2, tant per als radars que formen part del procés de composició (LMI i CDV) com per l'utilitzat per a l'avaluació (BAR).

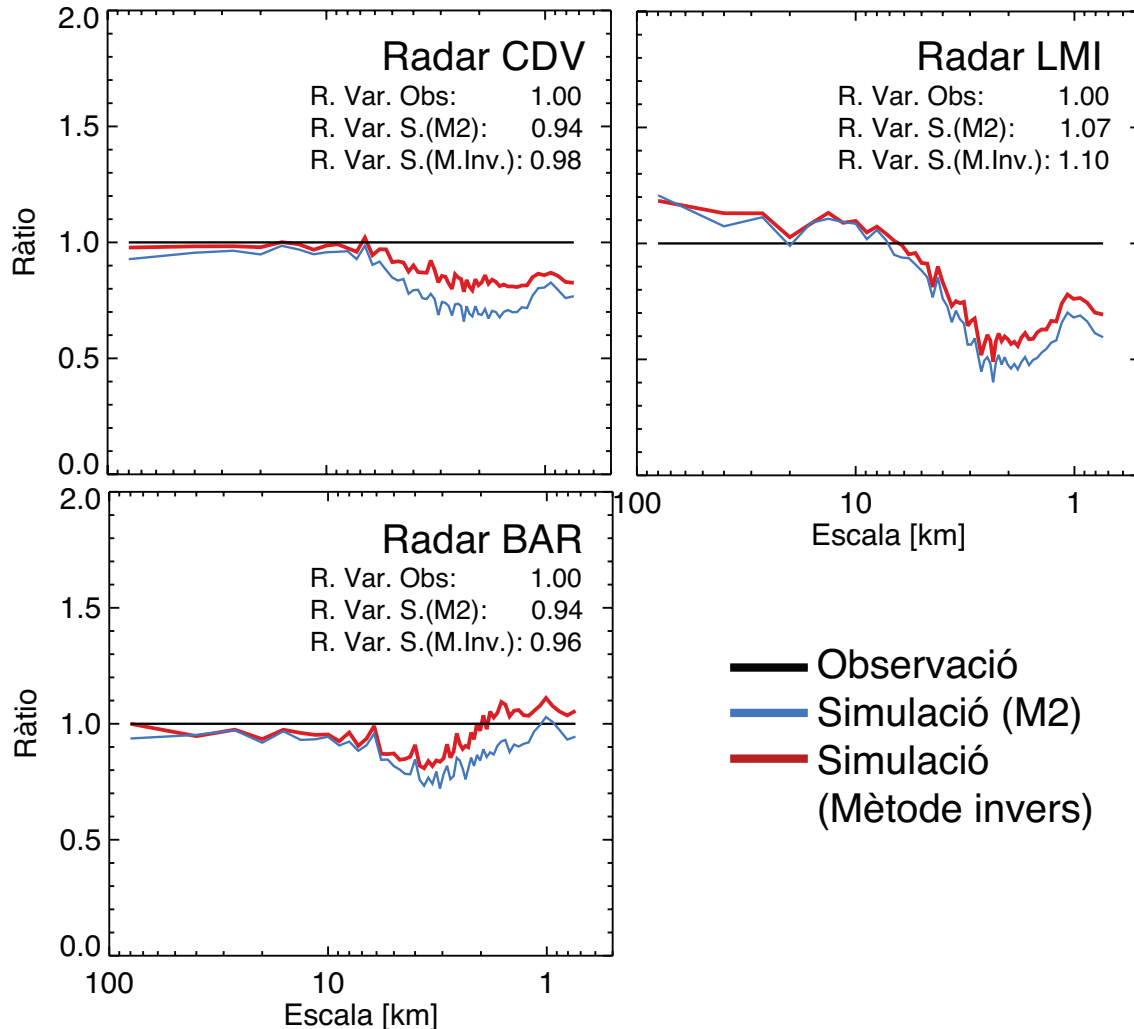


Figura 5.13. Mitjana de les ràtios dels espectres de Fourier 1D respecte l'espectre de l'observació dels camps de reflectivitat observats (línies negres) i simulats (línies blaves i vermelles) per a la primera elevació de cada radar (CDV, LMI, BAR d'esquerra a dreta i de dalt a baix) corresponents al període d'avaluació. S'inclouen els valors de les ràtios de la variància mitjana dels camps i la variància mitjana dels camps observats corresponents.

## 5.5 Conclusions

En aquest capítol s'ha presentat una metodologia d'avaluació de tècniques de composició 3D de reflectivitat que permet valorar els mosaics resultants en altura a partir de les observacions d'un radar independent. La metodologia avalua si els mosaics obtinguts són consistents amb les observacions d'un radar independent del procés de composició, i ho fa comparant les observacions amb simulacions d'aquests sobre els mosaics per tal que la comparació sigui entre camps de la mateixa naturalesa. Els camps es comparen incorporant diferents punts de vista: el dels estadístics com a diferents mesures de similitud (el biaix, que descriu la tendència general, l'RMSE, que té en compte les diferències punt a punt, i la correlació, que valora la

semblança en termes de variacions respecte la mitjana), el de la distribució per veure si la presència dels possibles valors de reflectivitat s'ajusta a l'observada, i el de l'anàlisi d'escales que tracta la contribució de les diferents escales a la variabilitat del camp observat. La metodologia d'avaluació presentada permet que s'apliqui a tècniques de composició de xarxes amb altres tipus de radars, com ara la xarxa CASA de radars de banda X (Chandrasekar i Lim, 2008).

A partir d'aquesta metodologia s'han comparat dues tècniques de composició introduïdes en el Capítol 4 que són la tècnica M2 i el mètode invers desenvolupat en aquesta tesi. En els radars que formen part del procés de composició (LMI i CDV) el mètode invers obté millors resultats per a tot el període analitzat en termes dels estadístics, la distribució i l'anàlisi d'escales, reforçant així l'autoconsistència del mètode. Cal notar que mentre la funció objectiu (suma dels errors al quadrat) té molt a veure amb l'RMSE (o sigui que és d'esperar que obtingui millors resultats), la relació d'aquesta amb la correlació, el biaix, la distribució o la contribució a la variància de cada escala és molt més indirecta.

En el radar extern a la composició (BAR), les dues tècniques obtenen uns resultats força semblants en termes de la correlació, el biaix i l'RMSE. En termes de la distribució, veiem que la tècnica M2 subestima sistemàticament els valors alts, mentre que el mètode invers tendeix a capturar-los en la proporció observada. En l'anàlisi d'escales el mètode invers reproduïx millor el pes de les escales entre 2 i 20 km (corresponents als nuclis convectius); en les escales més petites, els camps obtinguts amb el mètode invers són massa sorollosos mentre que els obtinguts amb la tècnica M2 tendeixen a ser massa suaus (en tractar-se d'una mitjana ponderada segons la distància no és estrany que surtin camps massa suaus). El fet d'obtenir camps suaus contribueix a reduir els errors en els mosaics obtinguts amb la tècnica M2. Cal notar que l'avaluació a partir del radar extern està subjecta als errors d'aquest radar, que simplement actua com a font independent de la composició, però no com a informació més fidel de la realitat.

La correcció de l'atenuació per pluja intensa és una característica del mètode invers que no té la tècnica M2, però que és difícil de reflectir en els estadístics, ja que l'atenuació és un fenomen localitzat en el temps i l'espai; en canvi sí que es manifesta en el fet de reproduir millor els valors alts que observem en les distribucions de reflectivitat.

El mètode invers, en el seu estat actual, no ha representat l'avenç esperat respecte la tècnica M2 en termes dels estadístics, en canvi sí que hi ha un salt qualitatiu en la captura de valors extrems o en la reproducció del pes de les escales corresponents a nuclis convectius.

Entre les diverses raons que poden haver influït en aquest resultat en els estadístics, també hi ha la localització temporal de les mesures de reflectivitat. El temps emprat en els escombrats dels radars és rellevant a l'hora de construir un mosaic que suposem assignat a un instant concret, i també ho és que dos radars diferents rarament prendran mesures en el mateix lloc al mateix moment [Lakshmanan et al. (2006) i Langston et al. (2007) també ho tenen en compte]. Aquí hem compensat parcialment aquestes diferències temporals desplaçant les observacions segons camps de moviment estimats, però queda almenys el possible creixement o

decreixement de la reflectivitat en aquests temps de diferència. El mètode invers és més susceptible d'estar afectat per aquests errors de sincronització i la seva propagació en les simulacions que no pas la tècnica M2 en què l'efecte podria ser més localitzat (ja que en la tècnica M2, que genera camps molt suaus, els errors de sincronització en observacions simulades a prop del radar no afectaran a les observacions simulades lluny del radar).

Amb els resultats obtinguts, la línia d'estudi a seguir més recomanable és trobar una tècnica mixta que usi el mètode invers en certes zones (especialment en zones afectades per l'atenuació) i la tècnica M2 en la resta. Per la qüestió del soroll en les escales petites, caldria incorporar una restricció de suavitzat com s'ha esmentat en la discussió del Capítol 4.

La metodologia d'avaluació es podria ampliar generant estimacions de pluja a nivell de superfície (per exemple, el CAPPI de 2 km d'altitud de cada mosaic) i comparar-les amb mesures de pluviòmetres per a diferents temps d'acumulació. Aquesta també seria una comparació amb una font d'informació independent, per bé que només seria a nivell de superfície i en el llocs on es disposés de mesures de pluviòmetres.

Per aprofundir en el funcionament del mètode invers, es podria realitzar una anàlisi de sensibilitat en un entorn de simulació, és a dir, partir d'un camp de reflectivitat conegut (sintètic o basat en mesures –per exemple, obtingut a partir d'un model numèric de previsió meteorològica-) simular observacions de diferents radars i aplicar el mètode invers a aquestes simulacions [de manera semblant al que fan Chandrasekar i Lim (2008)]. El fet de conèixer el camp de reflectivitat de partida, permetria estudiar l'efecte de diferents pertorbacions en les simulacions o de diferents densitats d'observacions.



# Capítol 6 Conclusions generals

## 6.1 Resum

En l'ús de radars meteorològics per a l'estimació i previsió de pluja, l'estudi de la incertesa ha tingut, al llarg del temps, un paper cada cop més rellevant. Els esforços s'han orientat tant a reduir-ne l'efecte com en el de quantificar-la i representar-la des d'un punt de vista probabilístic.

En aquesta tesi, hem treballat en els dos sentits: d'una banda, els Capítols 2 i 3 presenten metodologies per a la caracterització de l'error en estimació i previsió de pluja, respectivament, de cara a la generació d'ensembles per representar la incertesa associada a cada producte; i per l'altra, els Capítols 4 i 5 presenten una tècnica de composició que aprofita els avantatges de disposar d'observacions de diversos radars per reduir la incertesa en l'estimació de pluja.

En el Capítol 2 estimem l'error comparant les estimacions d'un radar amb un camp de pluja de referència, prenen com a referència la millor estimació que podem obtenir a posteriori. Proposem un mètode per caracteritzar estadísticament l'error estimat en termes de la distribució i la correlació espacial i temporal, i assumim que si bé els camps d'error estimat concrets no tenen perquè ser representatius de l'error real, la distribució i la correlació sí que ho són. Llavors les caracteritzacions obtingudes es poden utilitzar per representar la incertesa en l'estimació de pluja mitjançant ensembles. També es presenta una tècnica de simulació per a la generació d'ensembles de camps de pluja d'acord amb les caracteritzacions obtingudes.

En el Capítol 3 es caracteritza l'error en previsió de pluja a molt curt termini de l'algoritme MAPLE. S'obtenen els camps d'error comparant els camps de reflectivitat observats amb una xarxa de radars amb els camps previstos per al mateix moment unes hores abans. Es caracteritzen els camps d'error tenint en compte factors rellevants per a la pluja com l'estació de l'any, la localització geogràfica o l'hora del dia.

La metodologia presentada en el Capítol 4 aborda les fonts d'error de l'atenuació per pluja intensa i l'error amb la distància amb informació de diversos radars. Es tracta d'una tècnica per obtenir mosaics tridimensionals de reflectivitat a alta resolució basada en un mètode invers. Es construeix un model de mostreig de l'atmosfera per a cada radar apuntant a la mateixa àrea i,

amb la minimització d'una funció de cost, s'obté el camp de pluja més compatible amb les observacions dels diversos radars simultàniament. Analitzem el funcionament de la tècnica amb dos radars de la xarxa de l'SMC en dos casos d'estudi amb tipus de pluja diferents.

En el Capítol 5 es presenta una metodologia d'avaluació de tècniques de composició tridimensional de reflectivitat a alta resolució. Es basa en la comparació de les observacions reals d'un radar independent amb les observacions simulades sobre els mosaics obtinguts a partir del model de mostreig. Les comparacions es fan en termes d'estadístics (biaix, RMSE i correlació), de la distribució i de l'estructura espacial.

## 6.2 Resultats i contribucions de la tesi

S'ha presentat una metodologia per caracteritzar l'error en estimació de pluja en termes de la distribució i la correlació espacial i temporal. Aquesta caracterització representa un avenç respecte de la proposada per Llorc et al. (2008) ja que incorpora la correlació temporal, com a Germann et al. (2009), però mantenint la capacitat d'actualització ràpida dels paràmetres de la caracterització. A més s'ha proposat una tècnica de simulació de seqüències de camps d'error que per construcció garanteix que la variància, la correlació espacial i la correlació temporal són en mitjana les imposades (que hem estimat prèviament). Aquesta tècnica permet generar múltiples realitzacions de les seqüències de camps de pluja i així tenir un ensemble de possibles realitzacions que representi la incertesa en l'estimació de pluja. A més d'aquesta representació se'n pot treure informació probabilística (probabilitats de superació de llindars, funcions de distribució,...).

La caracterització de l'error en previsió s'ha dut a terme en un domini molt gran (1800x1000 km<sup>2</sup> aproximadament) i per dos períodes de temps relativament llargs (aproximadament un mes per a la primavera i un mes per a l'estiu). Això ha permès tenir una mostra prou gran per estudiar com depèn l'error de la localització geogràfica, de l'hora del dia o de l'estació de l'any. En estudis anteriors no s'havia obtingut patrons sistemàtics per a l'error en aquest nivell de detall. Per exemple, a la primavera s'observen cicles diürns marcats en el biaix i la desviació típica causats per la propagació i evolució dels sistemes de precipitació procedents de les Muntanyes Rocalloses, sobretot en els subdominis del nord-oest. A l'estiu també es reflecteix aquesta propagació que té una duració i una extensió més curtes, a més es distingeix clarament en els subdominis del sud-est l'efecte de la convecció associada a la brisa marina que es repeteix diàriament. D'altra banda, la variabilitat en els camps d'error està dominada per les petites escales en els temps de previsió més curts, però a mesura que s'incrementa el temps de previsió, els camps d'error tendeixen a reproduir patrons espacials com els de la pròpia precipitació. És a dir, que a la primavera com que abunden els sistemes de precipitació de gran escala, són dominants les escales grans, mentre que a l'estiu, es donen nuclis convectius al sud i per tant en els camps d'error de temps de previsió alts dominen les escales petites (al nord del domini és mantenen les escales grans com a la primavera).

Cal notar, a més, que aquesta metodologia de caracterització és completament exportable en altres dominis i altres tècniques de previsió de pluja a molt curt termini. Això donaria lloc a anàlisis comparables amb aquest i d'acord amb els règims de pluja del domini corresponent. També els encerts i les mancances de les tècniques de previsió podrien ser comparats.

El mètode invers per a la composició d'observacions de diversos radars és una aproximació diferent de les habituals a la qüestió de la composició. Incorpora el coneixement sobre com prenen mesures els radars meteorològics en el procediment de simulació i, a més, permet explotar la disponibilitat d'observacions de diversos radars en la mateixa regió. Corregeix implícitament l'atenuació gràcies a la informació en xarxa, de manera semblant al que proposen Chandrasekar i Lim (2008) per a radars de banda X, però aquí tenim en compte la distribució de la potència dins el feix, rellevant en el cas de banda C. Hem vist en els dos casos d'estudi els mosaics obtinguts reproduïen estructures com la banda brillant o el desenvolupament vertical de cèl·lules convectives, per bé que la variabilitat de les escales més petites és massa alta (els camps són sorollosos). Els resultats en els casos d'estudi mostren que amb el mètode invers els mosaics són més consistents amb les observacions que no utilitzant els mètodes de referència.

La metodologia d'avaluació proposada permet comparar diferents tècniques de composició que produeixin mosaics 3D d'alta resolució, gràcies a l'alta densitat de radars en la regió analitzada. Els resultats confirmen que per als radars utilitzats en la composició el mosaic del mètode invers és sistemàticament més consistent amb les observacions que l'obtingut amb la tècnica M2 utilitzada com a referència. Per al radar extern a la composició, el mètode invers no ha donat en general millors resultats en termes d'estadístics que la tècnica M2. Probablement això es deu a que no hi ha prou informació en les observacions de dos radars per determinar el camp de pluja a tot el domini considerat, en particular en aquelles regions que s'utilitzen per a l'avaluació amb el radar extern. Malgrat això, el mètode invers és millor en altres aspectes com ara la captura dels valors extrems que la tècnica M2 rebaixa sistemàticament, o la reproducció de la importància de les escales corresponents a les tempestes localitzades (2-20 km) en la variabilitat dels camps.

Finalment, estan en preparació dos articles de revista sobre el mètode invers per obtenir mosaics 3D de reflectivitat que es corresponen aproximadament amb els Capítols 4 i 5 d'aquesta tesi.

### **6.3 Línies d'investigació obertes**

Una aplicació directa d'aquesta caracterització de l'error en estimació de pluja és la generació d'ensembles amb la tècnica proposada, per després estudiar la propagació de la incertesa en un model hidrològic utilitzant els membres de l'ensemble com a entrada del model. Hi ha diversos autors que han treballat aquest enfocament amb diferents models hidrològics i partint

de caracteritzacions de l'error en estimació diferents [per exemple, Quintero et al. (2012) o Zappa et al. (2011)].

En aquest estudi, fem servir com a referència els camps de pluja obtinguts amb el mètode proposat per Velasco-Forero et al. (2009); seria interessant estudiar l'impacte en l'estructura de l'error obtinguda d'utilitzar altres mètodes per obtenir els camps referència a partir de les estimacions de pluviòmetres.

La metodologia de caracterització de l'error presentada es podria aplicar a una gran quantitat d'episodis per trobar com depèn la caracterització de l'error de factors com l'estació de l'any, l'hora del dia,... que podrien ser útils de cara a la generació d'ensembles en temps real sense informació a priori.

De la caracterització de l'error en previsió de pluja a molt curt termini queda obert trobar tècniques de simulació que permetin generar ensembles de camps de pluja amb les característiques trobades. A més, la caracterització es podria dur a terme en mostres de camps d'error més grans. Per exemple que tinguessin en compte altres estacions que la primavera i l'estiu o en un domini més gran, per exemple, que inclogués el corredor de persistència lagrangiana trobat per Germann et al. (2006). Aquí només s'han estudiat els camps d'error de previsions per a temps de previsió múltiples d'una hora, seria interessant explorar el comportament de l'error en resolucions temporals més altes, per exemple de 15 minuts.

A més llarg termini, caldria abordar la qüestió de la superposició de la incertesa en estimació i la incertesa en previsió a molt curt termini, d'entrada la concatenació d'ensembles seria l'opció més directa.

La metodologia per obtenir mosaics tridimensionals de reflectivitat presentada permet explorar noves variants de la tècnica simplement refinant la funció de cost. Per exemple, es pot incorporar la matriu de covariàncies de l'error, o bé utilitzar noves variables de radars de doble polarització, també es podria ampliar el nombre de radars en el procés. El procediment de simulació d'observacions de radar també pot ser millorat, en particular el model de l'atenuació podria dependre d'una classificació del tipus de pluja feta automàticament (vegeu per exemple Franco, 2008). En una implementació més sistemàtica de la metodologia es podria considerar fer servir com a aproximació inicial el camp de pluja obtingut en el pas de temps més recent, enlloc de fer servir el mosaic obtingut amb la tècnica M2.

Un cop refinada la tècnica de composició, es tractaria de encarar les aplicacions d'un mosaic tridimensional a alta resolució com podrien ser l'assimilació de dades, la comparació amb models numèrics de previsió meteorològica, la verificació de radars embarcats en satel·lit (TRMM) o fins i tot el desenvolupament de productes per a l'aviació. També són d'especial interès els productes multisensor d'estimació de pluja que involucren dades de pluviòmetres, satèl·lits a més de radars, als quals els mosaics de xarxes de radars fan una aportació clau per la seva resolució (vegeu Zhang et al., 2011).

La metodologia d'avaluació aquí presentada pot ser modificada segons l'abast de l'avaluació que es vol fer, per exemple es podria considerar avaluar només les elevacions altes si estem

interessats en la informació en altitud, o bé avaluar les zones més susceptibles d'estar afectades per l'atenuació de cara a dissenyar una tècnica de composició que apliqués el mètode invers en tals zones i un mètode existent –com ara la tècnica M2- a la resta. Aquest estudi està limitat a l'avaluació en un sol episodi, seria interessant avaluar la metodologia en diversos episodis de pluja i a una resolució temporal més alta.



# Referències

- Alfieri, L., J. Thielen, i F. Pappenberger, 2012: Ensemble hydro-meteorological simulation for flash flood early detection in southern Switzerland. *Journal of Hydrology*, **424-425**, 143-153.
- Andrieu, H., i J. D. Creutin, 1995: Identification of Vertical Profiles of Radar Reflectivity for Hydrological Applications Using an Inverse Method. Part I: Formulation. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 225-239.
- Archibald, E., 2000: Enhanced clutter processing for the U.K. weather radar network. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25**, 823-828.
- Atlas, D., 2002: Radar Calibration: Some Simple Approaches. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **83**, 1313-1316.
- Bech, J., B. Codina, i J. Lorente, 2007: Forecasting weather radar propagation conditions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **96**, 229-243.
- Bellon, A., I. Zawadzki, i F. Fabry, 1997: Measurements of melting layer attenuation at X-band frequencies. *Radio Science*, **32**, 943-955.
- Bellon, A., G. Lee, i I. Zawadzki, 2005: Error Statistics of VPR Corrections in Stratiform Precipitation. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 998-1015.
- Bellon, A., G. Lee, A. Kilambi, i I. Zawadzki, 2007: Real-Time Comparisons of VPR-Corrected Daily Rainfall Estimates with a Gauge Mesonet. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 726-741.
- Berenguer, M., 2006: Hydrological uses of meteorological radar. Validation of algorithms for rainfall estimation and forecasting. Tesi Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 130 pp.
- Berenguer, M., i I. Zawadzki, 2008: A Study of the Error Covariance Matrix of Radar Rainfall Estimates in Stratiform Rain. *Weather and Forecasting*, **23**, 1085-1101.
- —, 2009: A Study of the Error Covariance Matrix of Radar Rainfall Estimates in Stratiform Rain. Part II: Scale Dependence. *Weather and Forecasting*, **24**, 800-811.
- Berenguer, M., B. Turner, i I. Zawadzki, 2008: The effect of the diurnal cycle of precipitation in radar-based short-term forecasts. *Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD)*, Helsinki, Finland.
- Berenguer, M., D. Sempere-Torres, i G. G. S. Pegram, 2011: SBMcast - An ensemble nowcasting technique to assess the uncertainty in rainfall forecasts by Lagrangian extrapolation. *Journal of Hydrology*, **404**, 226-240.
- Berenguer, M., C. Corral, R. Sánchez-Diezma, i D. Sempere-Torres, 2005: Hydrological Validation of a Radar-Based Nowcasting Technique. *Journal of Hydrometeorology*, **6**, 532-549.
- Berenguer, M., D. Sempere-Torres, C. Corral, i R. Sánchez-Diezma, 2006: A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 1157-1180.

- Berenguer, M., M. Surcel, I. Zawadzki, M. Xue, i F. Kong, 2012: The Diurnal Cycle of Precipitation from Continental Radar Mosaics and Numerical Weather Prediction Models. Part II: Intercomparison among Numerical Models and with Nowcasting. *Monthly Weather Review*, **140**, 2689-2705.
- Berne, A., i R. Uijlenhoet, 2006: Quantitative analysis of X-band weather radar attenuation correction accuracy. *Natural Hazards and Earth Systems Sciences*, **6**, 419-425.
- Berne, A., i W. F. Krajewski, 2013: Radar for hydrology: Unfulfilled promise or unrecognized potential? *Advances in Water Resources*, **51**, 357-366.
- Berne, A., G. Delrieu, i B. Boudevillain, 2009: Variability of the spatial structure of intense Mediterranean precipitation. *Advances in Water Resources*, **32**, 1031-1042.
- Borga, M., S. Degli Esposti, i D. Norbiato, 2006: Influence of errors in radar rainfall estimates on hydrological modeling prediction uncertainty. *Water Resources Research*, **42**, W08409.
- Borque, P., M. Berenguer, i I. Zawadzki, 2010: Scale analysis of the diurnal cycle of precipitation over Continental United States. *Sixth European Conference on Radar Meteorology and Hydrology (ERAD)*, Sibiu, Romania.
- Bouilloud, L., G. Delrieu, B. Boudevillain, i P.-E. Kirstetter, 2010: Radar rainfall estimation in the context of post-event analysis of flash-flood events. *Journal of Hydrology*, **394**, 17-27.
- Bouttier, F., i P. Courtier, 1999: *Data assimilation concepts and methods*. Training Course Notes of ECMWF, 59 pp.
- Bowler, N. E., C. E. Pierce, i A. W. Seed, 2006: STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **132**, 2127-2155.
- Bringi, V. N., T. D. Keenan, i V. Chandrasekar, 2001: Correcting C-band radar reflectivity and differential reflectivity data for rain attenuation: a self-consistent method with constraints. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **39**, 1906-1915.
- Brown, R. A., T. A. Niziol, N. R. Donaldson, P. I. Joe, i V. T. Wood, 2007: Improved Detection Using Negative Elevation Angles for Mountaintop WSR-88Ds. Part III: Simulations of Shallow Convective Activity over and around Lake Ontario. *Weather and Forecasting*, **22**, 839-852.
- Cao, Q., G. Zhang, i M. Xue, 2013: A Variational Approach for Retrieving Raindrop Size Distribution from Polarimetric Radar Measurements in the Presence of Attenuation. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **52**, 169-185.
- Carbone, R. E., i J. D. Tuttle, 2008: Rainfall Occurrence in the U.S. Warm Season: The Diurnal Cycle. *Journal of Climate*, **21**, 4132-4146.
- Carbone, R. E., J. D. Tuttle, D. A. Ahijevych, i S. B. Trier, 2002: Inferences of Predictability Associated with Warm Season Precipitation Episodes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, 2033-2056.
- Ciach, G. J., W. F. Krajewski, i G. Villarini, 2007: Product-Error-Driven Uncertainty Model for Probabilistic Quantitative Precipitation Estimation with NEXRAD Data. *Journal of Hydrometeorology*, **8**, 1325-1347.
- CIS, 2011: Percepción de la meteorología. Estudio nº 2886. Septiembre 2011. Centro de Investigaciones Sociológicas.
- Collier, C. G., 2007: Flash flood forecasting: What are the limits of predictability? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 3-23.
- Corral, C., 2004: Desenvolupament d'un model hidrològic per incorporar informació del radar meteorològic. Aplicació operacional a la conca del riu Besòs. Tesi Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 175 pp.
- Chandrasekar, V., i S. Lim, 2008: Retrieval of Reflectivity in a Networked Radar Environment. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25**, 1755-1767.
- Dai, A., K. E. Trenberth, i T. R. Karl, 1999: Effects of Clouds, Soil Moisture, Precipitation, and Water Vapor on Diurnal Temperature Range. *Journal of Climate*, **12**, 2451-2473.
- Delrieu, G., J. D. Creutin, i H. Andrieu, 1995: Simulation of Radar Mountain Returns Using a Digitized Terrain Model. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 1038-1049.



- Delrieu, G., S. Caoual, i J. D. Creutin, 1997: Feasibility of Using Mountain Return for the Correction of Ground-Based X-Band Weather Radar Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **14**, 368-385.
- Delrieu, G., H. Andrieu, i J. D. Creutin, 2000: Quantification of Path-Integrated Attenuation for X- and C-Band Weather Radar Systems Operating in Mediterranean Heavy Rainfall. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 840-850.
- Delrieu, G., i coautors, 2009: Weather radar and hydrology. *Advances in Water Resources*, **32**, 969-974.
- Doviak, R. J., i D. S. Zrnic, 1992: *Doppler radar and weather observations*. 2nd ed. Academic Press, 562 pp.
- Ebtehaj, A. M., i E. Foufoula-Georgiou, 2012: Variational downscaling, data fusion and assimilation of hydro-meteorological states via regularized estimation. *Water Resources Research*, Accepted.
- EEA, 2010: Mapping the impacts of natural hazards and technological accidents in Europe. An overview of the last decade. European Environment Agency.
- Errico, R. M., L. Fillion, D. Nychka, i Z.-Q. Lu, 2000: Some statistical considerations associated with the data assimilation of precipitation observations. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 339-359.
- Fabry, F., i I. Zawadzki, 1995: Long-Term Radar Observations of the Melting Layer of Precipitation and Their Interpretation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 838-851.
- Fabry, F., A. Bellon, M. R. Duncan, i G. L. Austin, 1994: High resolution rainfall measurements by radar for very small basins: the sampling problem reexamined. *Journal of Hydrology*, **161**, 415-428.
- Fornasiero, A., P. P. Alberoni, R. Amorati, i C. Marsigli, 2006: Improving the radar data mosaicking procedure by means of a quality descriptor. *4th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Barcelona, Spain, 378-381.
- Franco, M., 2008: Estimación cuantitativa de la lluvia mediante radar meteorológico. Corrección del error asociado a la variación vertical de la reflectividad. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 254 pp.
- Franco, M., R. Sánchez-Diezma, i D. Sempere-Torres, 2006: Improvements in weather radar rain rate estimates using a method for identifying the vertical profile of reflectivity from volume radar scans. *Meteorologische Zeitschrift*, **15**, 521-536.
- Friedrich, K., M. Hagen, i T. Einfalt, 2006: A Quality Control Concept for Radar Reflectivity, Polarimetric Parameters, and Doppler Velocity. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **23**, 865-887.
- Fundel, F., i M. Zappa, 2011: Hydrological ensemble forecasting in mesoscale catchments: Sensitivity to initial conditions and value of reforecasts. *Water Resources Research*, **47**, W09520.
- GENCAT, 2008: Nota de premsa del 16 de gener de 2008. Direcció General d'Atenció Ciutadana. Departament de la Presidència. Generalitat de Catalunya.
- Germann, U., i I. Zawadzki, 2002: Scale-Dependence of the Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part I: Description of the Methodology. *Monthly Weather Review*, **130**, 2859-2873.
- , 2004: Scale Dependence of the Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part II: Probability Forecasts. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 74-89.
- Germann, U., I. Zawadzki, i B. Turner, 2006: Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part IV: Limits to Prediction. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **63**, 2092-2108.
- 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.
- Germann, U., M. Berenguer, D. Sempere-Torres, i M. Zappa, 2009: REAL - Ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **135**, 445-456.

- Gourley, J. J., P. Tabary, i J. Parent du Chatelet, 2007: Empirical Estimation of Attenuation from Differential Propagation Phase Measurements at C Band. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 306-317.
- Haar, A., 1910: Zur Theorie der orthogonalen Funktionensysteme. *Mathematische Annalen*, **69**, 331-371.
- Haddad, Z. S., E. Im, i S. L. Durden, 1995: Intrinsic Ambiguities in the Retrieval of Rain Rates from Radar Returns at Attenuating Wavelengths. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 2667-2679.
- Hitschfeld, W., i J. Bordan, 1954: Errors inherent in the radar measurement of rainfall at attenuating wavelengths. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **11**, 58-67.
- Hubbert, J. C., M. Dixon, i S. M. Ellis, 2009: Weather Radar Ground Clutter. Part II: Real-Time Identification and Filtering. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **26**, 1181-1197.
- Hudgins, L., C. A. Friehe, i M. E. Mayer, 1993: Wavelet transforms and atmospheric turbulence. *Physical Review Letters*, **71**, 3279-3282.
- Huuskonen, A., L. Delobbe, i B. Urban, 2012: EUMETNET OPERA: Achievements of OPERA-3 and challenges ahead. *7th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Toulouse, France.
- Joss, J., i A. Waldvogel, 1990: Precipitation measurements and hydrology. *Radar in meteorology: Battan memorial and 40th anniversary of the radar meteorology*, D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc, 577-606.
- Kabèche, A., i J. Testud, 1995: Stereoradar Meteorology: A New Unified Approach to Process Data from Airborne or Ground-Based Meteorological Radars. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 783-799.
- Kalnay, E., 2003: *Atmospheric modeling, data assimilation and predictability*. Cambridge University Press, 341 pp.
- Kim, D.-S., M. Maki, T. Maesaka, i S. Tsuchiya, 2012: Validation of composite polarimetric parameters and rainfall amounts from an X-band polarimetric radar network in the Tokyo Metropolitan Area. *7th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Toulouse, France.
- Kirstetter, P.-E., G. Delrieu, B. Boudevillain, i C. Obled, 2010: Toward an error model for radar quantitative precipitation estimation in the Cévennes-Vivarais region, France. *Journal of Hydrology*, **394**, 28-41.
- Klett, J. D., 1981: Stable analytical inversion solution for processing lidar returns. *Appl. Opt.*, **20**, 211-220.
- Lakshmanan, V., T. Smith, K. Hondl, G. J. Stumpf, i A. Witt, 2006: A Real-Time, Three-Dimensional, Rapidly Updating, Heterogeneous Radar Merger Technique for Reflectivity, Velocity, and Derived Products. *Weather and Forecasting*, **21**, 802-823.
- Lakshmanan, V., A. Fritz, T. Smith, K. Hondl, i G. Stumpf, 2007: An Automated Technique to Quality Control Radar Reflectivity Data. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 288-305.
- Langston, C., J. Zhang, i K. Howard, 2007: Four-Dimensional Dynamic Radar Mosaic. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **24**, 776-790.
- Laroche, S., i I. Zawadzki, 1994: A Variational Analysis Method for Retrieval of Three-Dimensional Wind Field from Single-Doppler Radar Data. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **51**, 2664-2682.
- , 1995: Retrievals of Horizontal Winds from Single-Doppler Clear-Air Data by Methods of Cross Correlation and Variational Analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **12**, 721-738.
- Lee, G., i I. Zawadzki, 2005: Variability of Drop Size Distributions: Time-Scale Dependence of the Variability and Its Effects on Rain Estimation. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 241-255.
- , 2006: Radar calibration by gage, disdrometer, and polarimetry: Theoretical limit caused by the variability of drop size distribution and application to fast scanning operational radar data. *Journal of Hydrology*, **328**, 83-97.

- Lee, G., A. W. Seed, i I. Zawadzki, 2007: Modeling the Variability of Drop Size Distributions in Space and Time. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **46**, 742-756.
- Lim, S., V. Chandrasekar, P. Lee, i A. P. Jayasumana, 2011: Real-Time Implementation of a Network-Based Attenuation Correction in the CASA IP1 Testbed. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **28**, 197-209.
- Lindskog, M., K. Salonen, H. Järvinen, i D. B. Michelson, 2004: Doppler Radar Wind Data Assimilation with HIRLAM 3DVAR. *Monthly Weather Review*, **132**, 1081-1092.
- Lynch, P., 2008: The origins of computer weather prediction and climate modeling. *Journal of Computational Physics*, **227**, 3431-3444.
- Llort, X., 2010: A study of the structure of radar rainfall and its errors. Tesi Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 123 pp.
- Llort, X., C. Velasco-Forero, J. Roca-Sancho, i D. Sempere-Torres, 2008: Characterization of uncertainty in radar-based precipitation estimates and ensemble generation. *Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD)*, Helsinki, Finland.
- MAGRAMA, 2012: Nota de premsa del 14 de agosto de 2012. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente.
- Manz, A., A. H. Smith, i P. J. Hardaker, 2000: Comparison of different methods of end to end calibration of the U.K. weather radar network. *Physics and Chemistry of the Earth, Part B: Hydrology, Oceans and Atmosphere*, **25**, 1157-1162.
- Marshall, J. S., i W. M. K. Palmer, 1948: The distribution of raindrops with size. *Journal of Meteorology*, **5**, 165-166.
- Marzoug, M., i P. Amayenc, 1994: A Class of Single- and Dual-Frequency Algorithms for Rain-Rate Profiling from a Spaceborne Radar. Part I: Principle and Tests from Numerical Simulations. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **11**, 1480-1506.
- McLaughlin, D., i coautors, 2009: Short-Wavelength Technology and the Potential For Distributed Networks of Small Radar Systems. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **90**, 1797-1817.
- McMillan, H., B. Jackson, M. Clark, D. Kavetski, i R. Woods, 2011: Rainfall uncertainty in hydrological modelling: An evaluation of multiplicative error models. *Journal of Hydrology*, **400**, 83-94.
- Meneghini, R., J. A. Jones, T. Iguchi, K. Okamoto, i J. Kwiatkowski, 2004: A Hybrid Surface Reference Technique and Its Application to the TRMM Precipitation Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **21**, 1645-1658.
- Menke, W., 1989: *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, 260 pp.
- Michelson, D. B., J. Koistinen, T. Peltonen, J. Szturc, i M. R. Rasmussen, 2012: Advanced weather radar networking with BALTRAD+. *Fifth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD)*, Toulouse, France.
- Michelson, D. B., i coautors, 2000: *BALTEX radar data centre products and their methodologies*. Swedish Meteorological and Hydrological Institute, 76 pp.
- Montmerle, T., i C. Faccani, 2009: Mesoscale Assimilation of Radial Velocities from Doppler Radars in a Preoperational Framework. *Monthly Weather Review*, **137**, 1939-1953.
- Morss, R. E., O. V. Wilhelmi, M. W. Downton, i E. Grunfest, 2005: Flood Risk, Uncertainty, and Scientific Information for Decision Making: Lessons from an Interdisciplinary Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86**, 1593-1601.
- Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **56**, 527-530.
- Pegram, G., i A. N. Clothier, 2001: High resolution space-time modelling of rainfall: the "String of Beads" model. *Journal of Hydrology*, **241**, 26-41.
- Pegram, G., X. Llort, i D. Sempere-Torres, 2011: Radar rainfall: Separating signal and noise fields to generate meaningful ensembles. *Atmospheric Research*, **100**, 226-236.
- Pellarin, T., G. Delrieu, G.-M. Saulnier, H. Andrieu, B. Vignal, i J.-D. Creutin, 2002: Hydrologic Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions: Case Study for the Ardèche Catchment (France). *Journal of Hydrometeorology*, **3**, 539-555.

- Peura, M., 2010: The living composite. *Sixth European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD)*, Sibiu, Romania.
- Peura, M., i J. Koistinen, 2007: Using radar data quality in computing composites and nowcasting products. *33rd Conference on Radar Meteorology*, Cairns, Australia, American Meteorological Society.
- Pierce, C. E., i coautors, 2004: The Nowcasting of Precipitation during Sydney 2000: An Appraisal of the QPF Algorithms. *Weather and Forecasting*, **19**, 7-21.
- Press, W. H., S. A. Teukolsky, W. T. Vetterling, i B. P. Flannery, 1992: *Numerical Recipes in C: The Art of Scientific Computing*. Cambridge University Press, 1035 pp.
- Quintero, F., 2011: Estudio de la incertidumbre asociada a la simulación hidrológica. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 112 pp.
- Quintero, F., D. Sempere-Torres, M. Berenguer, i E. Baltas, 2012: A scenario-incorporating analysis of the propagation of uncertainty to flash flood simulations. *Journal of Hydrology*, **460-461**, 90-102.
- Radhakrishna, B., I. Zawadzki, i F. Fabry, 2012: Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part V: Growth and Decay. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **69**, 3336-3349.
- Rigo, T., N. Pineda, i J. Bech, 2010: Analysis of warm season thunderstorms using an object-oriented tracking method based on radar and total lightning data. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10**, 1881-1893.
- Roca-Sancho, J., M. Berenguer, i D. Sempere-Torres, 2012: 3D radar reflectivity mosaics based on a variational method. *Seventh European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology (ERAD)*, Toulouse, France.
- Roca-Sancho, J., M. Berenguer, I. Zawadzki, i D. Sempere-Torres, 2009: Characterization of the error structure of precipitation nowcasting. *34th Conference on Radar Meteorology*, Williamsburg, USA, American Meteorological Society, P1.4.
- Rocadenbosch, F., C. Soriano, A. Comerón, i J.-M. Baldasano, 1999: Lidar inversion of atmospheric backscatter and extinction-to-backscatter ratios by use of a kalman filter. *Applied Optics*, **38**, 3175-3189.
- Rocadenbosch, F., S. Frasier, D. Kumar, D. Lange, E. Gregorio, i M. Sicard, 2012: Backscatter Error Bounds for the Elastic Lidar Two-Component Inversion Algorithm. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **50**, 4791-4803.
- Rodríguez-Iturbe, I., i J. M. Mejía, 1974: The design of rainfall networks in time and space. *Water Resources Research*, **10**, 713-728.
- Rossa, A., i coautors, 2011: The COST 731 Action: A review on uncertainty propagation in advanced hydro-meteorological forecast systems. *Atmospheric Research*, **100**, 150-167.
- Sánchez-Diezma, R., 2001: Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica. Tesis Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 313 pp.
- Sánchez-Diezma, R., I. Zawadzki, i D. Sempere-Torres, 2000: Identification of the bright band through the analysis of volumetric radar data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **105**.
- Sandford, C., i N. Gaussiat, 2012: Use of a radar quality index to mitigate the effects of attenuation at C-band in the UK composite. *7th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology*, Toulouse, France.
- Schiemann, R., R. Erdin, M. Willi, C. Frei, M. Berenguer, i D. Sempere-Torres, 2011: Geostatistical radar-raingauge combination with nonparametric correlograms: methodological considerations and application in Switzerland. *Hydrology and Earth System Sciences*, **15**, 1515-1536.
- Schröter, K., X. Lloret, C. Velasco-Forero, M. Ostrowski, i D. Sempere-Torres, 2011: Implications of radar rainfall estimates uncertainty on distributed hydrological model predictions. *Atmospheric Research*, **100**, 237-245.
- Seed, A. W., 2003: A Dynamic and Spatial Scaling Approach to Advection Forecasting. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 381-388.

- Sempere-Torres, D., 2007: Flash flood risk management: Introducing uncertainties using hydrometeorological ensemble forecasting. *International Conference Risk Management in Production Activities*, Porto, Portugal, 90-93.
- Sempere-Torres, D., J. M. Porrà, i J.-D. Creutin, 1994: A General Formulation for Raindrop Size Distribution. *Journal of Applied Meteorology*, **33**, 1494-1502.
- , 1998: Experimental evidence of a general description for raindrop size distribution properties. *J. Geophys. Res.*, **103**, 1785-1797.
- Sempere-Torres, D., M. Berenguer, i C. Velasco-Forero, 2012: Blending of radar and gauge rainfall measurements. A preliminary analysis of the impact of radar errors. *Weather Radar and Hydrology (Proceedings of a symposium held in Exeter, UK, April 2011)*, Exeter, United Kingdom, IAHS Publ. 351, 225-330.
- Sempere-Torres, D., R. Sánchez-Diezma, I. Zawadzki, i J. D. Creutin, 1999: DSD identification following a preclassification of rainfall type from radar analysis. *29th International Conference on Radar Meteorology*, Montreal, Canada, American Meteorological Society, 632-635.
- , 2000: Identification of stratiform and convective areas using radar data with application to the improvement of DSD analysis and Z-R relations. *Physics and Chemistry of the Earth. Part B Hydrology*, **25**, 985-990.
- Sempere-Torres, D., R. Sánchez-Diezma, M. Berenguer, R. Pascual, i I. Zawadzki, 2003: Improving radar rainfall measurement stability using mountains returns in real time. *31st Conference on Radar Meteorology*, American Meteorological Society, 220-221.
- Serafin, R. J., i J. W. Wilson, 2000: Operational Weather Radar in the United States: Progress and Opportunity. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **81**, 501-518.
- SMC, 2009: Butlletí climàtic de l'any 2008. Servei Meteorològic de Catalunya, Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya.
- , 2009: Butlletí Climàtic Mensual. Setembre de 2009. Servei Meteorològic de Catalunya, Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya.
- Snyder, J. C., H. B. Bluestein, G. Zhang, i S. J. Frasier, 2010: Attenuation Correction and Hydrometeor Classification of High-Resolution, X-band, Dual-Polarized Mobile Radar Measurements in Severe Convective Storms. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **27**, 1979-2001.
- Soula, S., 2009: Lightning and Precipitation. *Lighning: Principles, Instruments and Applications*, H.-D. Betz, U. Schumann, and P. Laroche, Eds., Springer, 447-463.
- Srivastava, R. C., i L. Tian, 1996: Measurement of Attenuation by a Dual-Radar Method: Concept and Error Analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **13**, 937-947.
- Steiner, M., i J. A. Smith, 2002: Use of Three-Dimensional Reflectivity Structure for Automated Detection and Removal of Nonprecipitating Echoes in Radar Data. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **19**, 673-686.
- Sun, J., 2005: Convective-scale assimilation of radar data: progress and challenges. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131**, 3439-3463.
- Surcel, M., M. Berenguer, i I. Zawadzki, 2010: The Diurnal Cycle of Precipitation from Continental Radar Mosaics and Numerical Weather Prediction Models. Part I: Methodology and Seasonal Comparison. *Monthly Weather Review*, **138**, 3084-3106.
- Tabary, P., 2007: The New French Operational Radar Rainfall Product. Part I: Methodology. *Weather and Forecasting*, **22**, 393-408.
- Tabary, P., M. Frech, i P. Dempsey, 2009: OPERA III. Evaluation of new technologies. EUMETNET.
- Testud, J., i P. Amayenc, 1989: Stereoradar Meteorology: A Promising Technique for observation of Precipitation from a Mobile Platform. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **6**, 89-108.
- Testud, J., E. Le Bouar, E. Obligis, i M. Ali-Mehenni, 2000: The Rain Profiling Algorithm Applied to Polarimetric Weather Radar. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 332-356.

- Trapp, R. J., i C. A. Doswell, 2000: Radar Data Objective Analysis. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **17**, 105-120.
- Turner, B. J., I. Zawadzki, i U. Germann, 2004: Predictability of Precipitation from Continental Radar Images. Part III: Operational Nowcasting Implementation (MAPLE). *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 231-248.
- Uijlenhoet, R., i A. Berne, 2008: Stochastic simulation experiment to assess radar rainfall retrieval uncertainties associated with attenuation and its correction. *Hydrology and Earth System Sciences*, **12**, 587-601.
- Uijlenhoet, R., M. Steiner, i J. A. Smith, 2003: Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation. *Journal of Hydrometeorology*, **4**, 43-61.
- Vanmarcke, E., 1983: *Random fields: analysis and synthesis*. MIT Press, 382 pp.
- Vasiloff, S. V., i coautors, 2007: Improving QPE and Very Short Term QPF: An Initiative for a Community-Wide Integrated Approach. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88**, 1899-1911.
- Velasco-Forero, C., 2009: Optimal estimation of rainfall fields for hydrological purposes in real time. Tesi Doctoral, Universitat Politècnica de Catalunya, 128 pp.
- Velasco-Forero, C. A., D. Sempere-Torres, E. F. Cassiraga, i J. Jaime Gómez-Hernández, 2009: A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. *Advances in Water Resources*, **32**, 986-1002.
- Vignal, B., G. Galli, J. Joss, i U. Germann, 2000: Three Methods to Determine Profiles of Reflectivity from Volumetric Radar Data to Correct Precipitation Estimates. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 1715-1726.
- Vignal, B., H. Andrieu, G. Delrieu, i J. D. Creutin, 2003: Identification of Rain-Rate Profiles from Radar Returns at Attenuating Wavelengths Using an Inverse Method: A Feasibility Study. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 1014-1030.
- Villarini, G., i W. Krajewski, 2010: Review of the Different Sources of Uncertainty in Single Polarization Radar-Based Estimates of Rainfall. *Surveys in Geophysics*, **31**, 107-129.
- Villarini, G., W. F. Krajewski, G. J. Ciach, i D. L. Zimmerman, 2009: Product-error-driven generator of probable rainfall conditioned on WSR-88D precipitation estimates. *Water Resources Research*, **45**, W01404.
- Vivoni, E. R., D. Entekhabi, R. L. Bras, V. Y. Ivanov, M. P. Van Horn, C. Grassotti, i R. N. Hoffman, 2006: Extending the Predictability of Hydrometeorological Flood Events Using Radar Rainfall Nowcasting. *Journal of Hydrometeorology*, **7**, 660-677.
- Vulpiani, G., P. Tabary, J. Parent du Chatelet, i F. S. Marzano, 2008: Comparison of Advanced Radar Polarimetric Techniques for Operational Attenuation Correction at C Band. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **25**, 1118-1135.
- Walker, W. E., P. Harremoes, J. Rotmans, J. P. v. d. Sluijs, M. B. A. v. Asselt, P. Janssen, i M. P. K. v. Krauss, 2003: Defining Uncertainty: A Conceptual Basis for Uncertainty Management in Model-Based Decision Support. *Integrated Assessment; Vol 4, No 1 (2003)*.
- Wilson, J. W., Y. Feng, M. Chen, i R. D. Roberts, 2010: Nowcasting Challenges during the Beijing Olympics: Successes, Failures, and Implications for Future Nowcasting Systems. *Weather and Forecasting*, **25**, 1691-1714.
- Wilson, J. W., N. A. Crook, C. K. Mueller, J. Sun, i M. Dixon, 1998: Nowcasting Thunderstorms: A Status Report. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **79**, 2079-2099.
- Xu, Q., K. Nai, i L. Wei, 2007: An innovation method for estimating radar radial-velocity observation error and background wind error covariances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **133**, 407-415.
- Young, C. B., B. R. Nelson, A. A. Bradley, J. A. Smith, C. D. Peters-Lidard, A. Kruger, i M. L. Baeck, 1999: An evaluation of NEXRAD precipitation estimates in complex terrain. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **104**, 19691-19703.
- Zappa, M., S. Jaun, U. Germann, A. Walser, i F. Fundel, 2011: Superposition of three sources of uncertainties in operational flood forecasting chains. *Atmospheric Research*, **100**, 246-262.

- Zawadzki, I., 1973: Statistical Properties of Precipitation Patterns. *Journal of Applied Meteorology*, **12**, 459-472.
- , 1984: Factors affecting the precision of radar measurement of rain. *22nd International Conference on Radar Meteorology*, Zurich, Switzerland, Amer. Meteor. Soc. 251-256.
- Zhang, J., K. Howard, i J. J. Gourley, 2005: Constructing Three-Dimensional Multiple-Radar Reflectivity Mosaics: Examples of Convective Storms and Stratiform Rain Echoes. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **22**, 30-42.
- Zhang, J., i coautors, 2011: National Mosaic and Multi-Sensor QPE (NMQ) System: Description, Results, and Future Plans. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **92**, 1321-1338.





# Annex

## Distibució i correlació espacial i temporal de les seqüències de camps generades a la Secció 2.4.

Volem veure que una seqüència  $\delta(x, y, t)$  generada amb la tècnica exposada a la Secció 2.4 té les mateixes característiques que l'error estimat  $\varepsilon(x, y, t)$ , és a dir, la seva distribució segueix aproximadament una distribució normal, l'arrel de l'error mitjà quadràtic és RMSE, el correlograma espacial mitjà és  $C(\Delta x, \Delta y)$  i l'autocorrelació temporal mitjana és  $f(\Delta t)$ .

Utilitzarem el teorema de Wiener-Kinchine aplicat en tres dimensions:

$$\begin{aligned} Cov(\Delta x, \Delta y, \Delta t) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega_x, \omega_y, \omega_t) e^{i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y + \omega_t \Delta t)} d\omega_x d\omega_y d\omega_t \\ S(\omega_x, \omega_y, \omega_t) &= \frac{1}{(2\pi)^3} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} Cov(\Delta x, \Delta y, \Delta t) e^{-i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y + \omega_t \Delta t)} d\Delta x d\Delta y d\Delta t \end{aligned} \quad (A1)$$

Primer l'espectre de potències de  $\delta$  està determinat pel filtre  $\Gamma$ :

$$S_{\delta}(\omega_x, \omega_y, \omega_t) = \left| \tilde{\delta}(\omega_x, \omega_y, \omega_t) \right|^2 = \left| \sqrt{\tilde{C}(\omega_x, \omega_y) \cdot \tilde{f}(\omega_t)} \cdot \tilde{W}(\omega_x, \omega_y, \omega_t) \right|^2 \cdot k_{\sigma}^2 \quad (A2)$$

La distribució de  $\delta(x, y, t)$  segueix una distribució normal perquè  $W(x, y, t)$  la segueix i el filtre  $\Gamma$  en el domini de Fourier és equivalent a una transformació lineal en el domini espaciotemporal, i la transformació lineal d'una distribució normal és normal també. Vegem ara que la desviació típica de  $W(x, y, t)$  és RMSE i la de  $\delta(x, y, t)$  també gràcies al valor escollit de la constant  $k_{\sigma}$  (notem que la mitjana és zero en els dos casos):

$$k_{\sigma} = \text{RMSE} \cdot \left( \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left| \sqrt{\tilde{C}(\omega_x, \omega_y) \cdot \tilde{f}(\omega_t)} \cdot \tilde{W}(\omega_x, \omega_y, \omega_t) \right|^2 d\omega_x d\omega_y d\omega_t \right)^{\frac{1}{2}} \quad (A3)$$

La variància de  $\delta(x, y, t)$  és el valor de la matriu de covariàncies  $Cov_{\delta}(0, 0, 0)$ :

$$\begin{aligned}
Cov_{\delta}(0,0,0) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S_{\delta}(\omega_x, \omega_y, \omega_t) e^{i(\omega_x \cdot 0 + \omega_y \cdot 0 + \omega_t \cdot 0)} d\omega_x d\omega_y d\omega_t \\
&= k_{\sigma}^2 \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \left| \sqrt{\tilde{C}(\omega_x, \omega_y)} \cdot \tilde{f}(\omega_t) \cdot \tilde{W}(\omega_x, \omega_y, \omega_t) \right|^2 d\omega_x d\omega_y d\omega_t = (\text{RMSE})^2
\end{aligned} \tag{A4}$$

Llavors la desviació típica de  $\delta(x, y, t)$  és RMSE com volíem.

La matriu de covariàncies espacial de  $\delta(x, y, t)$  és:

$$\begin{aligned}
Cov_{\delta}(\Delta x, \Delta y, 0) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega_x, \omega_y, \omega_t) e^{i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y + \omega_t \cdot 0)} d\omega_x d\omega_y d\omega_t \\
&= k_{\sigma}^2 \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{C}(\omega_x, \omega_y) \cdot \tilde{f}(\omega_t) \left| \tilde{W}(\omega_x, \omega_y, \omega_t) \right|^2 e^{i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y)} d\omega_x d\omega_y d\omega_t \\
&= k_{\sigma}^2 \cdot k_W^2 \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{f}(\omega_t) d\omega_t \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{C}(\omega_x, \omega_y) e^{i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y)} d\omega_x d\omega_y \\
&= (\text{RMSE})^2 \cdot C(\Delta x, \Delta y) \cdot f(\Delta t)
\end{aligned} \tag{A5}$$

Així el correlograma espacial de  $\delta(x, y, t)$  és  $C(\Delta x, \Delta y)$  com afirmàvem.

Hem utilitzat que l'espectre de potències de  $W(x, y, t)$  és constant per definició de soroll blanc i que les transformades de Fourier del correlograma i la funció d'autocorrelació són reals i positives per construcció (vegeu equació 2.4).

Per a la funció d'autocorrelació temporal es pot fer un raonament anàleg i obtenim:

$$\begin{aligned}
Cov_{\delta}(0,0,\Delta t) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega_x, \omega_y, \omega_t) e^{i(\omega_x \cdot 0 + \omega_y \cdot 0 + \omega_t \Delta t)} d\omega_x d\omega_y d\omega_t \\
&= (\text{RMSE})^2 \cdot f(\Delta t)
\end{aligned} \tag{A6}$$

Llavors la funció d'autocorrelació temporal de  $\delta(x, y, t)$  és  $f(\Delta t)$  com ens proposàvem.

## Correlacions espaciotemporals creuades de les seqüències de camps generades a la Secció 2.4.

De manera anàloga a l'apartat anterior:

$$\begin{aligned}
Cov_{\delta}(\Delta x, \Delta y, \Delta t) &= \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} S(\omega_x, \omega_y, \omega_t) e^{i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y + \omega_t \Delta t)} d\omega_x d\omega_y d\omega_t \\
&= k_{\sigma}^2 \cdot k_W^2 \cdot \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \tilde{C}(\omega_x, \omega_y) e^{i(\omega_x \Delta x + \omega_y \Delta y)} \cdot \tilde{f}(\omega_t) e^{i(\omega_t \Delta t)} d\omega_x d\omega_y d\omega_t \\
&= (\text{RMSE})^2 \cdot C(\Delta x, \Delta y) \cdot f(\Delta t)
\end{aligned} \tag{A7}$$

Llavors dividint cada costat de la igualtat entre la variància tenim

$$C_{E-T}(\Delta x, \Delta y, \Delta t) = C(\Delta x, \Delta y) \cdot f(\Delta t).$$

# Acrònims i sigles

<b>AEMET</b>	Agencia Estatal de Meteorologia
<b>ACA</b>	Agència Catalana de l'Aigua
<b>(Radar) BAR</b>	(Radar) Barcelona
<b>CAPPI</b>	Constant Altitude Plan Position Indicator
<b>CASA</b>	Center for Collaborative Adaptive Sensing of the Atmosphere
<b>(Radar) CDV</b>	(Radar) Creu del Vent
<b>CIS</b>	Centro de Investigaciones Sociológicas
<b>DSD</b>	Drop Size Distribution
<b>EEA</b>	European Environment Agency
<b>GENCAT</b>	Generalitat de Catalunya
<b>IMPRINTS</b>	Improving Preparedness and Risk Management for Flash Floods and Debris Flow
<b>(Radar) LMI</b>	(Radar) La Miranda
<b>MAPLE</b>	McGill Algorithm for Precipitation Nowcasting by Lagrangian Extrapolation
<b>MAGRAMA</b>	Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente
<b>NSSL</b>	National Severe Storm Laboratory
<b>NWP</b>	Numerical Weather Prediction
<b>OPERA</b>	Operational Programme for the Exchange of Weather Radar Information
<b>PIA</b>	Path Integrated Attenuation
<b>PPI</b>	Plan Position Indicator
<b>QPE</b>	Quantitative Precipitation Estimation
<b>RMSE</b>	Root Mean Square Error
<b>SAIH</b>	Sistema Automàtic d'Informació Hidrològica
<b>SMC</b>	Servei Meteorològic de Catalunya
<b>VET</b>	Variational Echo Tracking
<b>VPR</b>	Vertical Profile of Reflectivity
<b>WSR-88D</b>	Weather Surveillance Radar 1988 Doppler
<b>(NEXRAD)</b>	(Next-Generation Radar)