

UNIVERSITAT DE BARCELONA



Comparació de la pluja estimada per radar i la mesurada per pluviògrafs

Treball de Master

Vanesa Pastor Garcia

Tutors: Joan Bech i Marc Berenguer

Juliol de 2012

Índex

1. Introducció i objectius	5
2. Descripció de l'observació de la precipitació amb radar	7
2.1. Equació del radar meteorològic	7
2.2. Procés d'adquisició de dades	11
2.3. Relació entre la reflectivitat i la intensitat de pluja	13
3. Fonts d'error en l'estimació de pluja per radar i les seves correccions	14
3.1. Errors lligats a la calibració electrònica	16
3.2. Errors deguts al bloqueig orogràfic	17
3.3. Errors deguts a la propagació anòmala del feix del radar	20

3.4. Errors deguts a l'atenuació de l'energia feix del radar deguda a l'absorció i dispersió d'aquesta.	22
3.5. Errors lligats amb la distància al radar	23
3.6. Errors deguts a la banda brillant	24
3.7. Errors causats per variacions en la relació $Z - R$	25
4. Comparació de la pluja estimada per radar i la mesurada per pluviògrafs	26
4.1. Errors en la mesura de la pluja amb pluviògrafs	26
4.2. Ajustos entre el radar i els pluviògrafs	27
4.3. Comparacions estadístiques	28
5. Dades utilitzades	29
5.1. Radar	30
5.2. Pluviògrafs	30
6. Resultats i discussió	32
6.1. 07 de Setembre de 2005	32
6.2. 02 de Novembre del 2008	43

ÍNDEX

6.3. 22 de Juliol del 2010	54
6.4. Tots els episodis junts	64
7. Conclusions	69
A. 10 d'Octubre del 2010	76
B. 27 d'Octubre del 2011	87
C. 04 de Novembre del 2011	97
D. 15 de Novembre del 2011	107

Capítol 1

Introducció i objectius

A Catalunya, degut a la climatologia i l'orografia hi ha una gran variabilitat en l'espai i el temps de les pluges intenses, fet que dificulta el seu pronòstic, estudi o caracterització. Els models numèrics de predicció meteorològica basats en observacions de l'atmosfera, així com la informació en temps real dels punts de mesura del cabal i de les xarxes de pluviògrafs són elements essencials per la protecció en front possibles inundacions. Però l'efectivitat d'aquestes dues eines disminueix degut a les peculiaritats del clima mediterrani.

En aquest context el radar meteorològic es presenta com una eina de gran utilitat. L'avantatge principal del radar en front a la xarxa de pluviògrafs és que aquest proporciona una informació detallada del camp de pluja a intervals curts de temps sobre grans extensions. Però la mesura de pluja per radar és complexa i existeixen molts errors que s'ha de considerar i corregir de forma sistemàtica, ja que aquestes estimacions representen un paràmetre d'entrada fonamental pels models hidrològics i també per la verificació de pronòstics del temps. Així, en augmentar el número d'aplicacions del radar, el control de qualitat de les estimacions de precipitació quantitativa es fa més important. Això inclou quantificar la incertesa en les estimacions.

Inicialment es va tractar d'ajustar el camp de reflectivitat del radar a les mesures proporcionades pels pluviògrafs (Wilson i Brandes, 1979). Però aquests ajusts no van aconseguir reduir les discrepàncies observades entre les mesures radar i les dels pluviògrafs.

A partir de mitjans dels 80 es va començar a adoptar una visió més realista del problema, en tenir una visió més clara dels errors que afecten a la mesura de la pluja per radar, de la im-

portància de cadascun d'ells i de la necessitat d'un procés de calibració o correcció d'aquests errors (Zawadzki, 1984; Joss i Waldvogel, 1990).

Així la calibració d'un radar s'ha d'entendre com un procés específic per cada radar, ja que la importància de cadascun dels errors dependrà tant del propi radar, com del seu entorn i la climatologia de la zona. La correcció de cadascun dels errors permet arribar a una situació en la qual, la comparació amb els pluviògrafs s'entén com un control de qualitat més que com una calibració.

Els objectius d'aquest treball són:

- revisar les fonts d'error de la mesura de la pluja amb radar i com afecten en la comparació amb les observacions d'una xarxa de pluviògrafs.
- Analitzar les acumulacions totals d'un total de 7 episodis, la seva distribució espacial i les diferències entre les mesures del radar i dels pluviògrafs.
- Analitzar les acumulacions horàries de pluja dels episodis, la seva evolució temporal i les diferències entre el radar i els pluviògrafs.
- Estudiar el conjunt de tots els episodis analitzats.

Per fer-ho, s'han utilitzat les mesures d'un radar Doppler de banda C situat a La Panadella del Servei Meteorològic de Catalunya, i les xarxes de pluviògrafs de l'Agència Catalana de l'Aigua i del Servei Meteorològic de Catalunya. S'han estudiat 7 episodis de pluja intensa des del 2005 fins al 2011, tant en època d'estiu com de tardor.

Es començarà amb una explicació del principi de mesura de la pluja a través del radar per proporcionar una idea general de la problemàtica de la mesura de la precipitació, seguit d'un repàs de les principals fonts d'error de la mesura de la precipitació amb radar. S'exposarà com es compara la pluja estimada pel radar amb la mesurada pels pluviògrafs i quines són les dades utilitzades. Finalment s'analitzaran i discutiran els resultats obtinguts.

Capítol 2

Descripció de l'observació de la precipitació amb radar

2.1. Equació del radar meteorològic

Un radar meteorològic funciona emetent polsos d'energia electromagnètica de duració τ (de l'ordre dels μs) i de longitud d'ona λ (de l'ordre dels cm) a través d'una antena. Aquesta energia es concentra en un feix que en emetre's pren una forma cònica. A l'interior d'aquest feix l'energia no es distribueix de forma uniforme sinó en forma de lòbul, és a dir, és major en el centre i decreix ràpidament en allunyar-se d'aquest.

A més a més, l'energia emesa es distribueix en un lòbul central i una sèrie de lòbuls secundaris (Figura 2.1). Aquests lòbuls secundaris no són desitjats ja que distorsionen la distribució real dels blancs en interceptar amb el terra, o obstacles propers al radar, i ser interpretats com si provinguessin del lòbul principal.

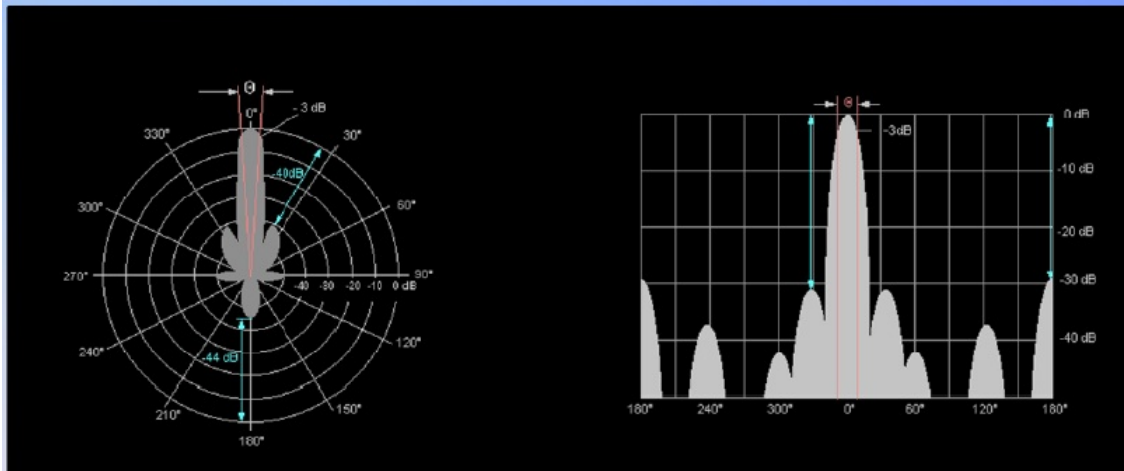


Figura 2.1: Distribució de l'energia emesa pel radar en un lòbul central i una sèrie de lòbuls secundaris representats en coordenades polars on el radi representa la intensitat del lòbul en dB (esquerra) i la representació de la intensitat del lòbul en dB en funció de l'angle respecte el feix del radar (dreta). Font: <http://www.radartutorial.eu>

Quan aquesta energia és interceptada per un blanc es dispersa en totes direccions i, en particular, en la direcció al radar. Una fracció d'aquesta energia és retornada en direcció al radar i captada pel receptor, el que s'anomena retrodispersió. La distància a l'objecte es determina registrant el temps transcorregut, entre l'emissió i la recepció de l'energia, sabent que l'energia emesa es propaga a la velocitat de la llum a l'atmosfera, que no és la mateixa que al buit, encara que s'assemblen.

Seguint el desenvolupament de Rinehart (2004) es parteix d'una situació amb un únic blanc puntual, podent escriure la potència rebuda P_σ per un blanc d'àrea A_σ a una distància r d'un transmissor isotròpic que té una antena de guany axial G com:

$$P_\sigma = G \frac{P_t A_\sigma}{4\pi r^2} \quad (2.1)$$

on P_t és la potència transmesa pel radar.

Suposant que el blanc també dispersa isotròpicament l'energia rebuda, la potència rebuda P_r a l'antena de superfície efectiva A_e serà:

$$P_r = P_\sigma \frac{A_e}{4\pi r^2} = \frac{G P_t A_e A_t}{(4\pi r^2)^2}. \quad (2.2)$$

Suposant una expressió pel guany de l'antena $G = \frac{4\pi A_e}{\lambda^2}$, es pot reescriure la potència rebuda a l'antena com:

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} A_t, \quad (2.3)$$

CAPÍTOL 2. DESCRIPCIÓ DE L'OBSERVACIÓ DE LA PRECIPITACIÓ AMB RADAR

però, en general, els blancs no dispersen l'energia isotròpicament de forma que, per aplicar l'expressió anterior, en lloc d' A_t es defineix una certa secció transversal de retrodispersió σ com l'àrea necessària d'un dispersor isotròpic que retorna la mateixa energia que un dispersor donat, obtenint així l'equació del radar per un blanc puntual:

$$P_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sigma. \quad (2.4)$$

Cal tenir present que, en general, l'àrea real i la secció transversal de retrodispersió són diferents.

Si es considera el cas particular de partícules esfèriques amb diàmetres petits en front de λ , és a dir, $D/\lambda \ll 1$ (dispersió de Rayleigh), σ pren la forma (Battan,1973):

$$\sigma = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K|^2 D^6 \quad (2.5)$$

amb K el coeficient de refracció $|K|^2 \cong 0,93$ per l'aigua líquida i 0,21 pel gel.

Estudiant ara el cas d'un conjunt de blancs distribuïts, partint de l'equació 2.4, es pot trobar que la potència mitjana dispersada per un conjunt de blancs de secció eficaç σ_i , ve donada per:

$$\bar{P}_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 r^4} \sum_{i=1}^n \sigma_i \quad (2.6)$$

on l'àrea transversal total de retrodispersió s'ha expressat com la suma de totes les seccions individuals de retrodispersió, és a dir, $\sigma = \sum_{i=1}^n \sigma_i$ amb n el número de partícules contingudes en el volum mostrejat.

Introduint que el volum escombrat pel feix del radar és $V = \pi \left(\frac{r\theta}{2}\right)^2 \frac{h}{2}$, on r és la distància al radar, θ és l'angle d'un feix cònic tal que $\sin(\theta) \approx \theta$, on θ conté la major part del lòbul principal, és a dir, on l'energia s'ha reduït com a mínim 1/2 del valor màxim, i $h/2 = c\tau/2$ és l'amplada del pols. Tenint present que la distribució de potència no és homogènia en el lòbul principal del feix sinó que segueix una distribució aproximadament gaussiana, es pot escriure la potència mitjana dispersada per un conjunt de blancs com:

$$\bar{P}_r = P_t \frac{G^2 \lambda^2 \theta^2 h L}{512 (2 \ln 2) \pi^2 r^2 \Delta\nu} \frac{1}{vol} \sum \sigma_i \quad (2.7)$$

on L és la suma de totes les pèrdues incloent l'atenuació causada per gasos atmosfèrics, precipitació, radom, etc., $\Delta\nu$ és el volum del pols i $\sum \sigma_i$ és la suma de les seccions transversals dels blancs per unitat de volum.

La potència s'expressa com una mitjana degut a que el radar normalment emet un tren de n polsos; així, per un volum situat a una distància r es mesuren n valors de potència,

CAPÍTOL 2. DESCRIPCIÓ DE L'OBSERVACIÓ DE LA PRECIPITACIÓ AMB RADAR

que posteriorment es promitgen per obtenir $\bar{P}_r(r)$. D'aquesta manera, tot i que la potència variï en el temps, degut al moviment de les gotes en l'interior del volum, la mesura final és consistent.

Definint la reflectivitat Z com el moment d'ordre 6 sota l'hipòtesi de Rayleigh,

$$Z = \frac{1}{\Delta v} \sum_{vol} D_i^6. \quad (2.8)$$

la qual depèn del nombre i la mida de les partícules presents en el volum mostrejat.

En el cas de partícules no esfèriques s'utilitza la reflectivitat efectiva Z_e , definida com la suma per unitat de volum de la sisena potència del diàmetre de les gotes d'aigua esfèriques en l'hipòtesi de Rayleigh, i amb el mateix poder de retrodispersió que la reflectivitat Z . Els valors que prenen aquestes poden anar desde $0,001mm^6/m^3$ (per unitat de volum) fins a 10 ordres de magnitud superior. És per això que sovintment s'expressa la reflectivitat en dBZ (decibels de reflectivitat):

$$dBZ = 10 \log \left(\frac{Z mm^6 m^{-3}}{1 mm^6 m^{-3}} \right) \quad (2.9)$$

amb el que es redueix el rang de valors a $(-30, 70)dBZ$ aproximadament.

Llavors es pot reescriure l'equació (2.7), tenint en compte l'equació (2.5), com:

$$\bar{P}_r = P_t \frac{G^2 \theta^2 h L \pi^3}{512 (2 \ln 2) r^2} |K^2| Z = \frac{C |K^2| Z}{r^2} \quad (2.10)$$

on C es coneix com Constant del radar, ja que agrupa totes les magnituds que es poden considerar dependents del radar i aproximadament constants en el temps.

L'equació (2.10) té un gran valor pràctic, però cal tenir present que solament és vàlida, entre d'altres, en els supòsits (Collier, 1989):

a) Les partícules de precipitació contingudes en el volum escombrat són esferes dielèctriques homogènies, els diàmetres de les quals són petits en relació a l'ona emprada.

b) El volum escombrat està ocupat completament per partícules precipitants dispersores distribuïdes aleatòriament. En cas de que l'ocupació no sigui completa, pot introduir-se un factor corrector sempre que es conegui la proporció de volum ple.

c) El factor de reflectivitat Z és constant durant el temps de mostreig i uniforme en el volum, ja que gradients forts en el feix de radar introdueixen errors.

- d) Les partícules dispersores estan en la mateixa fase termodinàmica.
- e) El lòbul principal de l'antena és de tipus gaussià o similar.
- f) La contribució dels lòbuls secundaris és negligible.
- g) L'absorció de l'energia del feix principal per ecos de terra és negligible.

2.2. Procés d'adquisició de dades

Després d'emetre un pols d'energia electromagnètica, la potència que el radar capta per diferents instants de temps es correspon amb l'energia retornada pels blancs continguts en diferents volums situats al llarg del feix.

Per a que el mostreig espacial tingui una certa continuïtat el que s'acostuma a fer és registrar la potència cada cert interval de temps (Δt), de forma que Δt sigui el temps que triga en arribar al radar la potència retornada per volums consecutius, és a dir, $\Delta t = \tau/2$. Així, el radar emet un pols d'energia electromagnètica i a continuació es produeix un període d'escolta en el qual es registren les potències retornades per m volums consecutius del pols.

El procediment anterior d'emissió-escolta es repeteix n vegades per cada direcció radial en la que es realitza el mostreig. D'aquesta forma, fixat un cert angle d'elevació de l'antena respecte a l'horitzontal, en azimuth, el radar efectua un escombrat de l'atmosfera girant 360° i realitzant un nombre determinat de mostreigs radials, el que s'anomena PPI (Plan Position Indicator).

El resultat d'una mesura amb radar és la reflectivitat dels volums d'atmosfera situats sobre un cert con (Figura 2.2). Aquest procediment s'acostuma a repetir per diferents elevacions, de manera que finalment s'obté un volum aproximadament semiesfèric d'informació volumètrica del camp de precipitació.

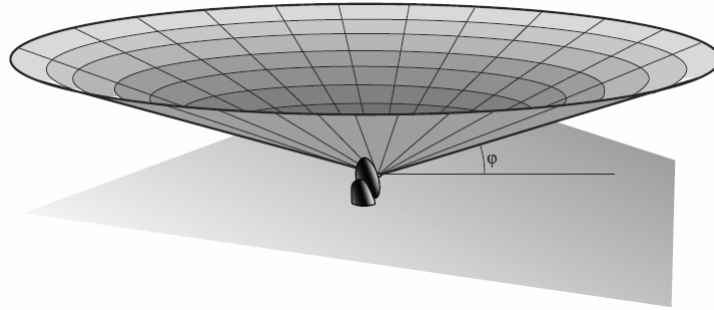


Figura 2.2: Volum mostrejat en una exploració radar amb l'angle d'elevació φ respecte a l'horitzontal. Font: Sanchez Diezma, 2001.

A partir d'aquesta informació volumètrica s'acostumen a generar dos tipus de productes: el que es correspon amb la reflectivitat registrada en cadascuna de les elevacions (producte tipus Plan Position Indicator o PPI), i un segon tipus de producte, que tracta de representar la reflectivitat registrada sobre un pla a una altura constant (Constant Altitude Plan Position Indicator o CAPPI). Per generar aquest segon tipus de producte s'utilitzen els fragments d'informació de les diferents elevacions que es troben més a prop de l'altura per a la que es vol generar el CAPPI (Figura 2.3).

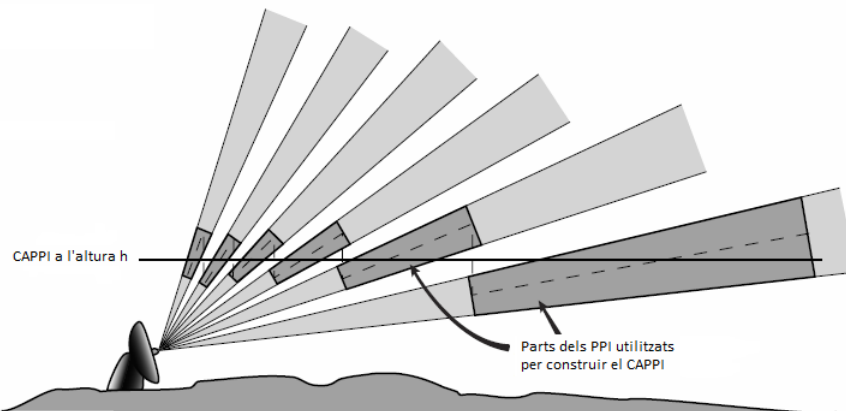


Figura 2.3: Esquema dels fragments d'elevació utilitzats per generar una imatge CAPPI. Font: Sanchez Diezma, 2001

En molts casos la informació polar es transforma a coordenades cartesianes de forma que els productes resultants representen la reflectivitat en parcel·les quadrades.

2.3. Relació entre la reflectivitat i la intensitat de pluja

A partir de l'equació (2.8) es veu que la reflectivitat, es defineix com la suma dels diàmetres a la sisena potència de les gotes contingudes en una unitat de volum. Així, si es coneix la distribució dels diàmetres de les gotes de pluja a l'interior d'un volum unitat $N(D)$, es pot expressar Z com:

$$Z = \int_0^{\infty} N(D)D^6 dD \quad (2.11)$$

la qual assumeix dispersió de Rayleigh i partícules esfèriques.

D'altra banda, suposant que els efectes del vent, turbulència i col·lisió entre gotes són negligibles, la intensitat de pluja R es pot expressar en funció de $N(D)$ com:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^{\infty} V(D)N(D)D^3 dD \quad (2.12)$$

on R està donada en mm/h i $V(D)$ és la velocitat terminal de caiguda d'una gota de diàmetre D .

Una de les expressions més utilitzades de $V(D)$, per la seva simplicitat, és:

$$V(D) = cD^\gamma \quad (2.13)$$

Atlas i Ulbrich (1977) van trobar la relació $V = 17,37D^{0,67}$ amb D en cm i $V(D)$ en m/s . L'estudi realitzat per Marshall i Palmer (1948), a partir de les equacions 2.11 i 2.12, mostra una relació entre la reflectivitat Z i la intensitat de pluja R de la forma:

$$Z = aR^b. \quad (2.14)$$

Els ajustos experimentals realitzats en diversos llocs han produït una gran quantitat de relacions $Z - R$ que acostumen a associar-se a diferents tipus de pluja o clima. Una expressió extensament utilitzada, basada en l'estudi de Marshall i Palmer (1948), és:

$$Z = 200R^{1,6} \quad (2.15)$$

relacionada amb pluja estratiforme.

Altres exemples poden ser la relació de Jones (1959) $Z = 486R^{1,37}$, adequada per la pluja d'origen convectiu, o la de Sekhon i Srivastava (1970) $Z = 1780R^{2,21}$ per situacions de boira. Com s'explica més endavant, la relació $Z - R$ depèn, entre d'altres, del tipus de precipitació i de la zona on està situat el radar. A Barcelona Cerro et al. (1997) va trobar la relació $Z = 1,76Z^{1,46}$.

Capítol 3

Fonts d'error en l'estimació de pluja per radar i les seves correccions

Un gran número de factors introdueixen discrepàncies entre les mesures de radar i la intensitat de pluja. Una de les possibles classificacions de les fonts d'error en l'estimació de pluja per radar va ser feta per Zawadzki (1984):

- Fonts d'errors aleatoris:
 1. Variabilitat en la distribució de la mida de les gotes al terra, d'episodi a episodi.
 2. Variabilitat en la distribució de la mida de les gotes en el mateix episodi.
 3. Variabilitat espai-temporal de la precipitació sota el núvol.
 4. Advecció de precipitació.
 5. Variacions en la calibració del radar.
 6. Fluctuacions residuals del senyal.
- Fonts d'errors sistemàtics:
 1. Canvis en la distribució de la mida de les gotes, des de l'alçada en que mesura el radar fins al terra.
 2. Atenuació.
 3. Radom moll.

CAPÍTOL 3. FONTS D'ERROR EN L'ESTIMACIÓ DE PLUJA PER RADAR I LES SEVES CORRECCIONS

4. Temps de mostreig del radar.
- Fonts d'errors dependents de la distància al radar:
 1. Mida del volum mostrejat pel radar i la no uniformitat del camp de reflectivitat.
 2. Augment en l'alçada amb la distància del volum mostrejat.
 3. Propagació, ombres.

Aquesta classificació no és única ja que alguns dels factors poden ser posats en dos o tres grups.

A més a més, estudis posteriors, com per exemple Sanchez-Diezma (2001), han resumit aquests factors en:

1. Calibració del radar.
2. Bloqueig orogràfic.
3. Propagació anòmala.
4. Atenuació per gassos atmosfèrics, pluja, i radom moll.
5. Lligats amb la distància.
6. Banda brillant.
7. Variacions en la relació $Z - R$.

En la Figura 3.1 es mostren algunes de les fonts d'error que s'explicaran amb més detall.

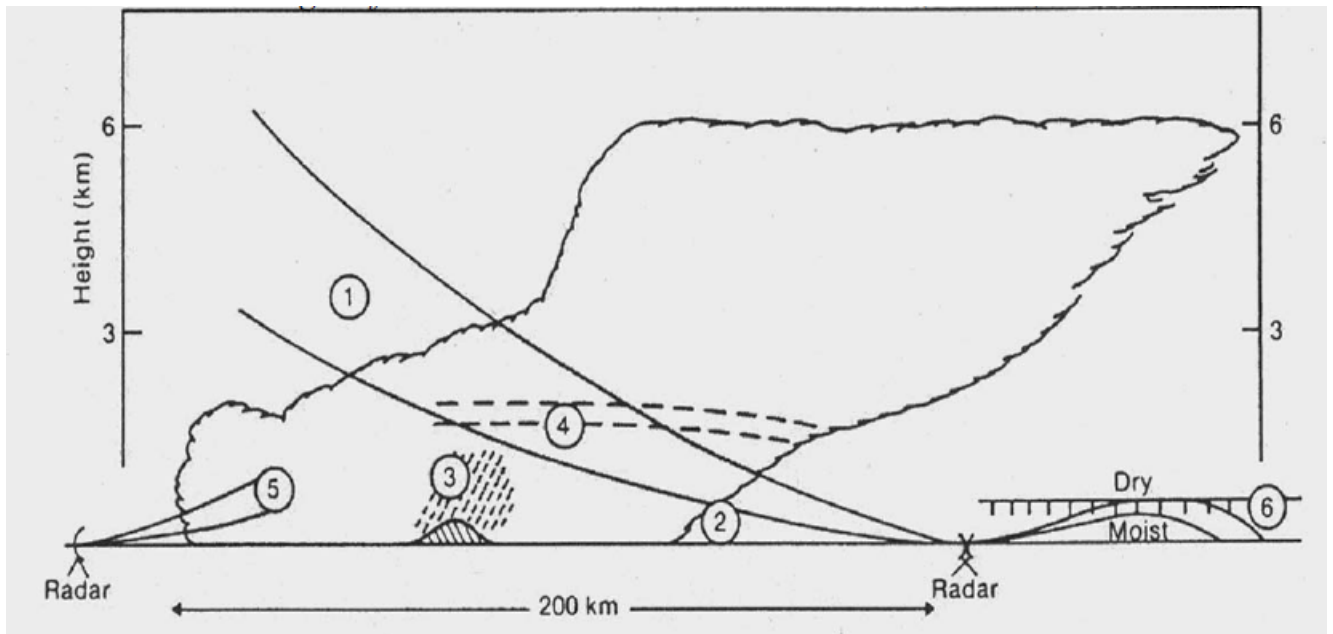


Figura 3.1: Representació gràfica d'alguns factors claus en les observacions amb radar, (1) Sobreelevació del feix del radar, (2) Evaporació, (3) Forçament orogràfic, (4) Banda brillant, (5) Variabilitat de la mida dels diàmetres de les gotes i (6) Propagació anòmala. Font: Collier, 1996; Browning, 1978

3.1. Errors lligats a la calibració electrònica

La calibració electrònica està associada amb els canvis en el temps de la constant del radar (equació 2.10) relacionats amb el deteriorament de les diferents components i als efectes tèrmics, així en fer la calibració es fa la mesura dels paràmetres considerats en aquesta constant.

Per determinar-los s'utilitza un generador de potència coneguda, amplitud estable i no contínua i es determina la seva pèrdua en passar a través del receptor. En general, després d'aquesta calibració, encara poden existir errors residuals o variacions temporals que s'hagin de corregir.

A més a més, també s'haurà d'examinar la mateixa tempesta amb diferents radars que mesurin la mateixa àrea. Així com comparar les estimacions de la pluja a partir del radar amb mesures de pluja adquirides per altres dispositius.

La dificultat en la calibració del radar és que alguns dels mètodes aporten una bona calibració però no són factibles en termes de diners i temps. En canvi, altres mètodes poden ser més econòmics i ràpids si es combinen per calibrar les diferents components del sistema del

radar.

Una forma habitual d'ajustar els errors residuals és mitjançant blancs de referència com el propi terreny, el qual permetria verificar de forma contínua l'estabilitat de la calibració (Pellarin et al., 1999). D'altra banda, l'estabilitat temporal es pot controlar a partir de recalibracions sistemàtiques.

3.2. Errors deguts al bloqueig orogràfic

La intersecció del feix del radar (tant per part del lòbul principal com dels lòbuls secundaris) amb el relleu produeix mesures de reflectivitat que no estan relacionades amb la pluja. D'aquesta intersecció se'n deriven dos tipus de problemes:

- En aquelles zones on el feix intercepti un obstacle es registrarà reflectivitat no relacionada amb la pluja, normalment anomenada eco de terra. En el cas que hi hagi precipitació, l'obstacle i la pluja interaccionen de forma que la mesura final de reflectivitat no representarà la precipitació únicament.
- En les zones situades més enllà de la intersecció, apareixeran zones de subdetecció de la pluja degudes a que en aquestes zones la reflectivitat es calcula, suposant que aquestes reben la totalitat de l'energia del feix, quan en realitat només arriba una part. En el cas que el feix quedi totalment bloquejat, apareixeran zones cegues en les que no serà possible enregistrar la reflectivitat.

En general, l'aparició de zones cegues o de subdetecció es produeix quan la intersecció afecta al lòbul principal (que és el que constitueix la major part de l'energia). D'altre banda, la intersecció dels lòbuls secundaris produirà, en molts casos, l'aparició d'ecos de terra en zones on el lòbul principal no interseca amb el terreny.

La correcció dels problemes d'intersecció del feix consta de dos etapes. En la primera es determina aquelles zones on es produeix la intersecció, amb la conseqüent subdetecció o zones cegues. Per, a continuació, buscar factors de correcció o metodologies d'estimació de la pluja en aquestes zones.

Una manera de determinar les zones on es produeix bloqueig topogràfic, seria utilitzar els ecos de terra enregistrats en situacions de cel serè. I, d'aquesta manera, generar mapes que indiquin aquells volums on estan presents els ecos de terra de forma més o menys contínua.

CAPÍTOL 3. FONTS D'ERROR EN L'ESTIMACIÓ DE PLUJA PER RADAR I LES SEVES CORRECCIONS

En considerar una situació mitjana, es reduirà l'efectivitat per un episodi de pluja concret, ja que les zones eliminades seran majors que els ecos que es produeixen en un instant determinat. Pel contrari, si únicament es genera el mapa a partir de dades registrades en un període curt de temps, és molt possible que en cas de pluja els ecos no siguin adequadament eliminats.

Una altra possibilitat és la que permeten els radars Doppler, els quals aprofiten que els ecos de terra es caracteritzen per un espectre de velocitats Doppler en direcció al radar pròxim a zero. Amb els inconvenients de que, aquelles zones de pluja en les que la velocitat en direcció al radar és petita també seran eliminades.

En realitat, l'opció més aconsellable és utilitzar ambdós tipus d'informació basant-se en criteris similars als següents:

- Els ecos de terra acostumen a tenir una extensió vertical petita, de forma que el gradient vertical de reflectivitat en aquestes zones acostuma a ser gran (Lee et al., 1995).
- Els ecos de terra disminueixen ràpidament en l'espai (Joss i Lee, 1993; Pratte et al., 1993).
- La velocitat Doppler dels ecos de terra és pròxima a zero. La variances i amplitud de l'espectre de velocitat Doppler és menor que els ecos deguts a pluja (Steiner i Smith, 1997; Steiner i Smith, 1999; VanAndel i Kessinger, 1999; Pratte et al., 1997; Weber et al., 1993).

Tot i que, en cas de cel serè, els criteris anteriors poden donar bons resultats, poden ser només parcialment vàlids quan els ecos de terra es troben barrejats amb pluja.

Per tal d'estimar la reflectivitat en les àrees amb ecos de terra s'interpolen la reflectivitat a partir de valors pròxims sense ecos, però l'efectivitat del resultat es veurà limitada per la quantitat d'informació disponible, la mida de les zones afectades per ecos i per la variabilitat espacial i temporal de la pluja (Bellon i Kilambi, 1999; Galli 1984). Una alternativa és interpolen a partir de valors no afectats per ecos de terra, situats en la vertical dels punts a estimar. En aquest cas, serà important considerar la variació de la reflectivitat amb l'alçada, el que es coneix amb el perfil vertical de reflectivitat (PVR). Així, la interpolació haurà de considerar la forma en que varia el PVR per determinar el valors de la pluja que es produeixen en alçades inferiors (ja que una simple prolongació dels valors cap alçades inferiors pot introduir errors importants).

L'últim pas serà corregir els errors que es produeixen més enllà de la intersecció del feix, degut a que una part de l'energia d'aquest ha estat retinguda en l'obstacle. Si el bloqueig és total, més enllà de l'obstacle, existirà una àrea cega en la que no és possible conèixer la reflectivitat. Si pel contrari, la intersecció és parcial, part del feix superarà l'obstacle i la reflectivitat mesurada més enllà d'aquest estarà subestimada. Això és degut a que aquesta reflectivitat es calcula considerant que tota l'energia del feix ha traspasat l'obstacle, quan

en realitat només ho ha fet una part. Es pot veure en la Figura 3.2 l'efecte del bloqueig topogràfic parcial i total.

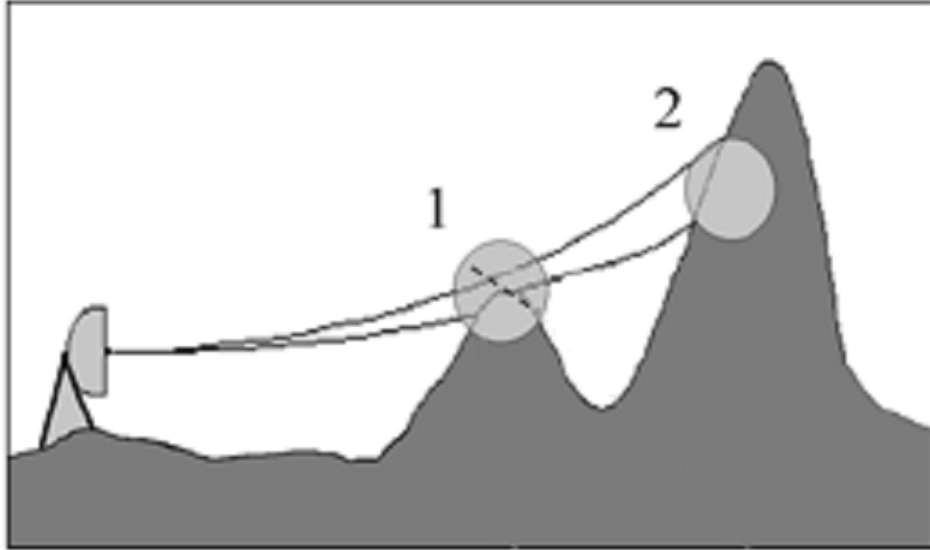


Figura 3.2: Esquema dels tipus de bloqueig topogràfic (1) bloqueig parcial i (2) bloqueig total. Font: Bech et al. (2003).

L'estimació de la pluja en les zones cegues passarà per utilitzar les mesures de reflectivitat d'elevacions superiors i extrapolar el valor a prop del terra a partir del PVR.

En el cas de zones de subdetecció, una primera manera de corregir-la, és utilitzant factors de correcció determinats a partir de la comparació de dades radar i de pluviògrafs en aquestes zones. En general, aquests factors es determinen mitjançant valors acumulats de pluja per un període considerable.

Una segona forma, seria determinar la fracció d'energia del feix retinuda en l'obstacle (Delieu et al., 1995). Bech et al., (2003) va proposar la següent expressió:

$$BB = \frac{y\sqrt{a^2 - y^2} + a^2 \arcsin \frac{y}{a} + \frac{\pi a^2}{2}}{\pi a^2} \quad (3.1)$$

on a és el radi de la secció transversal del feix del radar, i, y és l'alçada de la topografia menys l'alçada del centre del feix del radar, tal i com es pot veure a la Figura 3.3. En aquest context, hi ha bloqueig parcial quan $-a < y < a$, i, hi ha bloqueig total quan $y > a$. El bloqueig del feix és nul quan $y \leq -a$.

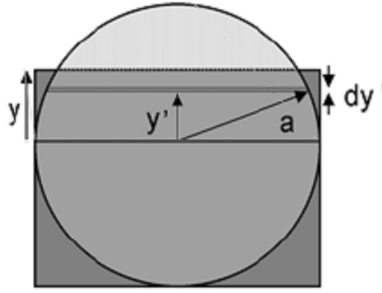


Figura 3.3: Esquema d'una secció transversal de bloqueig parcial del feix de radar. Font: Bech et al., 2003

3.3. Errors deguts a la propagació anòmala del feix del radar

Les condicions atmosfèriques són de fonamental importància per a la propagació de senyals electromagnètiques de longituds d'ona de l'ordre dels centímetres utilitzades pels radars. L'índex de refracció n s'utilitza per descriure les característiques de propagació de les ones electromagnètiques en un medi. La seva expressió és:

$$n = \frac{c}{v} \quad (3.2)$$

on c és la velocitat de la llum en el buit i v la velocitat de propagació de la llum en el medi a estudiar, en aquest cas l'aire. El valor de l'índex de refracció en l'aire a prop del terra és aproximadament 1,0003. Així, per a que les diferències entre els decimals de n siguin valors més grans, s'expressa la refractivitat com:

$$N = (n - 1) 10^6 \quad (3.3)$$

o en termes de quantitats atmosfèriques com:

$$N = \frac{77,6}{T} \left(p + 4810 \frac{e}{T} \right) \quad (3.4)$$

on T és la temperatura de l'aire en Kelvin, p és la pressió atmosfèrica en hPa , i, e és la pressió de vapor de l'aigua en hPa (Beam i Dutton, 1968).

En condicions normals, n creix amb l'alçada de forma que el feix tendeix a corbar-se cap avall però més lentament que la curvatura de la terra (Figura 3.4). Pel contrari, quan l'atmosfera

CAPÍTOL 3. FONTS D'ERROR EN L'ESTIMACIÓ DE PLUJA PER RADAR I LES SEVES CORRECCIONS

presenta gradients importants de temperatura, pressió o humitat, la trajectòria del feix pot corbar-se tant per sobre com per sota de la seva trajectòria habitual, produint-se el que es denomina propagació anòmala. Una curvatura excessiva pot provocar que el feix que arribi a interceptar el terreny donant lloc a una contaminació per ecos de terra més greu que en condicions normals.

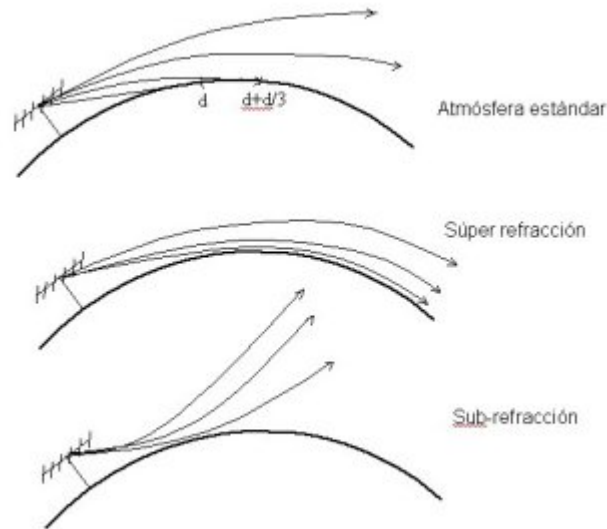


Figura 3.4: Esquema de la propagació del feix del radar en l'atmosfera segons les condicions de propagació. Font: <http://ea4nz.ure.es/tropo/figura2.jpg>.

A diferència dels ecos de terra fixos, els ecos deguts a propagació anòmala acostumen a ser variables en l'espai, el temps i l'intensitat, el que dificulta la seva detecció i eliminació (Weber et al.,1993).

La correcció d'aquestes zones es fa de la mateixa manera que en el cas del bloqueig topogràfic, però sent més complex degut a que, la propagació anòmala no actua de forma permanent, per tant, en cas de corregir la subdetecció mitjançant la comparació de radar i pluviògrafs hauria de fer-se per períodes curts de temps, el que generalment no acostuma a produir bons resultats. D'altra banda, la simulació de la trajectòria de feix en el cas de propagació anòmala és complexa, degut a que les característiques del fenomen poden variar ràpidament tant espacial com temporalment.

Així el gradient vertical de reflectivitat pot ser utilitzat per estimar la freqüència de les condicions anòmales, i avaluar la possible aparició d'ecos de propagació anòmala en una determinada zona (Steiner i Smith,2002).

3.4. Errors deguts a l'atenuació de l'energia feix del radar deguda a l'absorció i dispersió d'aquesta.

L'atenuació és la pèrdua d'energia que pateix el feix del radar en travessar un medi diferent del buit degut a l'absorció i dispersió d'aquest per part dels gasos atmosfèrics, núvols i precipitació, tant pluja, neu com calamarsa o pedra.

Els gasos atmosfèrics que produeixen més atenuació són l'oxigen i el vapor d'aigua, els efectes dels quals es concentren a altures baixes, a prop del radar, on la densitat dels gasos és major. En qualsevol cas, l'efecte és petit i gairebé menyspreable.

L'atenuació per núvols és negligible a les bandes C i S , amb longituds d'ona de 10cm a $3,5\text{cm}$, però pot ser més substancial a mesura que es consideren longituds d'ona inferiors. A més, la nuvolositat és molt variable, i per tant, és un efecte difícil de tenir en compte de forma precisa. En tenir els núvols partícules líquides i sòlides, es pot distingir entre l'atenuació de cadascun d'aquets tipus. D'igual manera que per la precipitació, és més important la causada per partícules d'aigua líquida que per gel.

L'atenuació originada per precipitació de calamarsa o pedra és la més difícil de quantificar, entre d'altres motius, per la relativa rapidesa amb que es crea i desapareix. Sovint s'acompanya de pluja intensa i el resultat global és un increment total de l'atenuació respecte la mateixa intensitat de precipitació únicament líquida.

El factor expressat per l'atenuació que pateix el feix fins arribar a una distància r_0 del radar, es pot expressar com

$$L(r_0) = \exp\left(\int_0^{r_0} (k_g + k) dr\right) \quad (3.5)$$

on k_g , és l'atenuació deguda a els gasos de l'atmosfera, i, k és el coeficient d'atenuació degut als hidrometeors que es pot expressar com:

$$k = \int_0^{\infty} N(D, R) \sigma_e(D) dD \quad (3.6)$$

on $N(D, R)$ és la distribució de diàmetres de les gotes en l'interior d'un volum unitat, i, σ_e és la secció total d'atenuació de les gotes de diàmetre D .

L'expressió $\sigma_e(D)$ es pot inferir a partir de la teoria de Mie (1908) i sota la hipòtesis de gotes homogènies i esfèriques.

A partir de mesures experimentals de $N(D, R)$ i ajusts de la funció $\sigma_e(D)$ s'ha determinat que es poden establir relacions del tipus potencial entre k i R . Aquestes relacions dependran de la longitud d'ona del radar i de la temperatura. Les relacions determinades per Burrows i Attwood (1949) per diverses longituds d'ona i vàlides per una temperatura de 18°C són un exemple.

$$k = \begin{cases} 0,01R^{1,21}, \lambda = 3,2\text{cm} \\ 0,0018R^{1,05}, \lambda = 5\text{cm} \\ 0,000343R^{0,97}, \lambda = 10\text{cm} \end{cases} \quad (3.7)$$

Alguns treballs, com el de Atlas i Banks (1951) entre d'altres, van posar de manifest que dels tres tipus usuals de radars meteorològic, banda X ($\lambda \approx 3,5\text{cm}$), banda C ($\lambda \approx 5\text{cm}$), i banda S ($\lambda \approx 10\text{cm}$), els dos primers estan clarament afectats per l'atenuació.

Una metodologia de correcció és utilitzar el propi terreny com un blanc. En aquest cas, la reflectivitat del terreny és la de referència i permet determinar l'atenuació total entre el radar i aquest punt (Meneghini et al., 1983; Meneghini i Nakamura, 1990). Aquesta tècnica únicament seria aplicable entre el radar i aquelles direccions en les que existeix un punt de referència, i, sota la hipòtesis de que $N(D, R)$ es manté constant al llarg del recorregut.

Per estendre aquesta idea a tot el camp del radar, bastaria amb utilitzar la reflectivitat registrada del terreny com valor de referència per controlar i corregir els errors de calibració del radar (Pellarin et al., 1999). En aquest sentit, l'anàlisi realitzada per Delrieu et al. (1999) suggereix diferents valors de l'error de calibració i d'atenuació màxima per les bandes X i C que permetran esperar un funcionament adequat de tal algoritme de forma operativa. En canvi, la banda S té una atenuació per precipitació negligible.

3.5. Errors lligats amb la distància al radar

A mesura que augmenta la distància al radar el feix augmenta de mida i es situa a major alçada i, com a resultat, la resolució empitjora tant per l'augment de l'amplada del volum de resolució com per la possible variació en alçada de la relació $Z - R$.

La importància d'aquesta limitació amb la distància es veu accentuada per la gran variabilitat espai-temporal del camp de pluja. Una part d'aquesta variabilitat ha estat habitualment associada al tipus de pluja (Churchill i Houze Jr., 1984; Houze, 1993; Houze, 1997), podent separar clarament entre zones de pluja convectiva on hi ha una gran heterogeneïtat espacial de la reflectivitat, i del contrari, zones de pluja estratiforme generalment associada amb camps de reflectivitat d'aspecte molt més homogeni. Entre aquests dos tipus de precipitació pot existir un ampli espectre de possibilitats que presenten una major o menor variació, de forma, que en el camp final de pluja poden coexistir varies d'aquestes situacions.

Com exemple, d'aquesta variabilitat es prenen els resultats de Fabry et al. (1994), on a partir dels registres d'un radar vertical puntual s'analitzen els gradients horitzontals de reflectivitat per diferents tipus de pluja.

Tot i que el registre d'un radar vertical puntual té coordenades reflectivitat-temps sobre la vertical del radar, és possible associar-ho a un registre espacial que presenti un tall vertical en el camp de precipitació. Per a fer-ho, cal considerar que el patró tridimensional de pluja és estadísticament estacionari al llarg del temps. A partir d'aquesta suposició, els registres temporals es poden distribuir en l'espai si es coneix la velocitat horitzontal del camp de pluja.

La variació del volum de resolució amb la distància augmenta de mida en la direcció vertical.

mentre que conserva la mateixa extensió en rang. Així, les variacions horitzontals del camp de pluja són degradades de forma similar independentment de la distància al radar. Pel contrari, les variacions verticals es veuran cada vegada més suavitzades a mesura que augmenta la distància. Evidentment la pèrdua de resolució també introdueix una suavització general del camp, més evident en les zones de grans gradient de reflectivitat.

La pluja registrada pel radar a una certa alçada, no es correspon amb la que es produirà en el terra sobre la seva vertical, sinó amb la que es produirà a una certa distància.

La pèrdua d'informació, deguda a l'augment de l'alçada del feix, pot conduir a una important subestimació de la pluja en aquells casos en els que la precipitació s'intensifica en els nivells baixos de l'atmosfera, i, no es registra en la primera elevació.

Per corregir els problemes derivats de l'augment de la distància al radar i estimar la pluja a prop del terra, la estratègia comunment adoptada és la de determinar el Perfil Vertical de Reflectivitat (PVR).

Són diversos els mètodes proposats per estimar el PVR amb la suposició de que el PVR és homogeni allà on s'aplica la correcció, fet qüestionable degut a la gran variabilitat espai-temporal de la pluja. Una possibilitat per solventar aquest problema seria aplicar la correcció del PVR de forma zonal i en funció de la distància (Vignal et al., 1999).

3.6. Errors deguts a la banda brillant

La banda brillant consisteix en un increment, relativament abrupte, de la reflectivitat per sota del nivell de congelació (0°C) a causa de la diferència entre la reflectivitat radar de les partícules de gel i d'aigua líquida, la seva velocitat terminal així com l'agregació de cristalls de gel i/o flocs de neu en fondre's. Per sobre de la banda brillant la precipitació és sòlida i per sota líquida (Fabry i Zawadzki, 1995).

L'aparició de la banda brillant acostuma a ser interpretada com un indicatiu de pluja estratiforme (Fabry i Zawadzki, 1995; Houze, 1993; Steiner et al., 1995; Houze, 1997). Pel contrari, la pluja de caràcter convectiu no presentaria aquesta característica, ja que la convecció existent impediria l'estratificació de la pluja en fases (Houze, 1993; Houze, 1997).

Així, la banda brillant és un dels errors fonamentals que afecta a la mesura de la pluja per radar, ja que si les mesures de reflectivitat afectades per aquest fenomen són interpretades com pluja es pot cometre una gran sobreestimació de la intensitat.

En una imatge PPI, la banda brillant sovint presenta un patró concèntric, en forma d'anell circular. Tot i que, a vegades l'increment banda brillant es barreja amb zones de precipitació realment més intensa i no és tant evident com en zones extenses estratiformes homogènies. La manera de corregir aquest efecte és la mateixa que en el cas d'errors amb la distància, és a dir, a partir del PVR i la seva extrapolació a nivells del terra.

3.7. Errors causats per variacions en la relació $Z - R$

La relació entre la intensitat de pluja (R) i la reflectivitat (Z) s'estableix a partir de la distribució dels diàmetres de les gotes $N(D, R)$. Les diferències en les mesures de $N(D, R)$ poden ser importants, i, fonamentalment es deuen a diferències físiques en els processos tals com l'ordenació de gotes, l'agregació, coalescència i colapse d'aquestes durant el seu desenvolupament. En la Figura 3.5 es presenta un resum d'aquestes relacions.

Process	Change in $Z = AR^b$		Probable effect on radar rainfall if $Z-R$ is not adjusted	Possible region of maximum influence
	A	b		
Microphysical				
Evaporation (Atlas and Chmela, 1957)	Increase	Decrease	Overestimate	Inflow regions, fringe areas
Accretion of cloud particles (Atlas and Chmela, 1957; Rigby <i>et al.</i> , 1954)	Decrease	Increase	Underestimate	Downdraft
Collision, coalescence (Srivastava, 1971)	Increase	Decrease	Overestimate	Reflectivity core
Breakup (Srivastava, 1971)	Decrease	Decrease	Underestimate	Reflectivity core
Kinematic				
Size sorting (Gunn and Marshall, 1955; Atlas and Chmela, 1957)	Increase	Decrease	Tendency to overestimate	Regions of strong inflow and outflow
Vertical Motion				
Updraft	Increase	Decrease	Overestimate	
Downdraft	Decrease	Increase	Underestimate	

Figura 3.5: Influències microfísiques i cinemàtiques en la relació $Z-R$ i l'efecte en la intensitat de pluja estimada sense aplicar correccions. Font: Wilson i Brandes, 1979.

El predomini d'un procés o un altre, està en molts casos lligat al tipus de pluja, de fet l'anàlisi de la variació de la $N(D, R)$ d'un event a un altre, o dins el mateix event, ha estat objecte de multitud d'estudis. Tot això, es tradueix en un considerable número de relacions entre $Z - R$, catalogades en funció del tipus de precipitació i de la localització geogràfica de l'experiment.

L'utilització d'una $Z - R$ errònia per transformar les mesures de reflectivitat a pluja produeix una subestimació o sobreestimació de la pluja (Joss i Waldvogel, 1990). Per a reduir aquest error es va suggerir tractar d'estratificar els events pel tipus de pluja (Joss i Waldvogel, 1970; Austin, 1987).

La importància d'aquest error és dominant únicament a prop del radar i en experiments molt controlats en els que la resta d'errors tenen una petita influència. D'altra banda, lluny del radar els errors predominants són els derivats de la variació del PVR, pel fet que mesurar la pluja a una certa alçada i per la pèrdua de resolució amb la distància. D'aquesta forma, la variabilitat de la $N(D, R)$, és un error més a considerar, tot i que en la majoria dels casos no és el més greu (Zawadzki, 1984; Joss i Zawadzki, 1997).

Capítol 4

Comparació de la pluja estimada per radar i la mesurada per pluviògrafs

4.1. Errors en la mesura de la pluja amb pluviògrafs

Per comparar les quantitats de pluja calculades amb el radar s'utilitzen els pluviògrafs, els quals mesuren la quantitat de precipitació a partir d'un recipient obert situat al terra que la recol·lecta.

Els pluviògrafs estan subjectes a diverses fonts d'error (Brock i Richardson, 2001):

- Representativitat. Els pluviògrafs tenen un mostreig pobre, totalment inadequat per tempestes convectives, ja que tenen una fracció d'àrea coberta molt petita, típicament un cada 10 o 20km^2 . Així, si una tempesta passa pel costat d'un pluviògraf aquest pot no enregistrar res de pluja obtenint subestimació. Si pel contrari la tempesta passa directament per sobre del pluviògraf aquest sobreestima la pluja per tota l'àrea que representada.
- Vent. L'aire al voltant del pluviògraf està pertorbat per ell mateix desviant les gotes petites fora del pluviògraf, fet que comporta a una subestimació de la mesura. La quantitat de la subestimació dependrà del tipus de precipitació (pluja o neu), la mida de les gotes (les gotes grans són menys desviades que les gotes petites), la velocitat del vent a la part superior del pluviògraf durant l'episodi entre d'altres factors.

- Evaporació i humidificació. En començar a ploure sobre un pluviògraf sec i calent, part de l'aigua pot ser evaporada. Aquest error és normalment petit, però enredereix l'inici aparent de la precipitació i pot ser important en algunes aplicacions, particularment si és un episodi curt amb quantitats petites de precipitació.
- Esquitxades. Les gotes grans d'aigua colpegen la part superior del pluviògraf i poden treure una part de la gota fora d'aquest.
- Acumulació de condensació. Una gran formació de condensació sobre el pluviògraf pot acumular-se fins a ser una quantitat mesurable i, per tant, enregistrada. Si la condensació no és prou gran per ser enregistrada s'evaporarà durant el dia.

Aquests errors es tracten d'eliminar amb la comparació amb d'altres pluviògrafs sobre un període llarg de temps. A més, aquests disminueixen amb l'augment de l'àrea del pluviògraf, el període temporal, la densitat de pluviògrafs i la quantitat de pluja (Linsley i Kohler, 1951; McGuinness, 1963; Nicks, 1966; Huff, 1971; Woodley et al., 1975).

4.2. Ajustos entre el radar i els pluviògrafs

Per tal de poder comparar les dades del radar amb els pluviògrafs, s'ha de considerar que tenen temps de mesura diferents, així com diferents alçades en les que s'estima la pluja, fet que provoca una certa disparitat entre els resultats si es consideren períodes curts de temps. La diferència d'alçada serà important quan hi hagi un considerable canvi d'intensitat de pluja en la vertical.

D'altra banda, la disparitat entre la intensitat de pluja ponderada sobre un volum i en un punt, serà major quan major sigui la variabilitat espacial de la pluja i més gran sigui la distància al radar, degut al major volum mostrejat i a la major alçada. D'aquesta forma, en absència d'altres errors, la comparació entre pluviògrafs i radar dona bons resultats en aquells casos en els que la pluja és suficientment uniforme per a que aquests efectes tinguin poca importància i si es treballa en un rang petit de distàncies al radar (Zawadzki, 1975). Per reduir aquests efectes es fa la comparació de les mesures de radar i les de pluviògrafs en termes de pluja acumulada o mesurada sobre un àrea. Es poden trobar un gran nombre d'exemples en Wilson i Brandes (1979).

4.3. Comparacions estadístiques

Un procediment de calibració senzill, és determinar el biaix del radar i aplicar una correcció uniforme per l'estimació del radar. Es defineix l'ajust multiplicatiu o biaix en (dB) com:

$$Biaix(dB) = 10 \log \left(\frac{\sum_{i=1}^N R_i}{\sum_{i=1}^N G_i} \right) \quad (4.1)$$

on N és el nombre de pluviògrafs utilitzats, R_i és la pluja estimada amb el radar i G_i és la pluja mesurada amb els pluviògrafs.

Amb aquesta expressió les observacions reben un pes proporcional a la intensitat de pluja. L'experiència mostra que si la intensitat de pluja és feble, o la seva variabilitat sobre el pluviògraf és molt gran, és millor no utilitzar aquest pluviògraf per a l'ajust (Wilson, 1975a).

Es pot definir el biaix en mm com:

$$Biaix(mm) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - G_i). \quad (4.2)$$

Aquesta expressió indica la diferència entre la quantitat de pluja mesurada del radar i la mesurada pels pluviògrafs en mm . Es defineix també l'error mitjà quadràtic ($RMSE$) en mm com:

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (R_i - G_i)^2} \quad (4.3)$$

amb el que es pot avaluar la magnitud de l'error entre les dues mesures suprimint la possibilitat de cancel·lacions entre valors positius i negatius.

S'han ideat sofisticats esquemes per combinar rutinàriament observacions de radar amb distribucions de pluviògrafs per fer ajustos entre aquests. Els ajustos són fets assignant un pes inversament proporcional a la distància al radar. Depenent de la densitat de pluviògrafs, s'inclouen correccions d'un biaix sistemàtic, influències d'escala sinòptica en la relació $Z - R$, variacions espacials en petita escala d'aquesta relació i canvis en la precipitació per sota del feix del radar (Wilson i Brandes, 1979).

Capítol 5

Dades utilitzades

Aquest estudi s'ha realitzat a Catalunya (Espanya), la qual té tres regions muntanyoses, dos d'elles paral·leles a la costa. Aquesta regió és climatologicament heterogènia, amb un rang típic de pluja promitjada anualment de 400 a 1200 mm/any, però amb precipitacions màximes que poden superar els 1200mm en un dia. Aquestes pluges intenses freqüentment produeixen inundacions importants. En aquesta àrea, durant la tardor, les diferències de temperatura entre el mar i la terra, així com la distribució de les regions muntanyoses properes a la costa que actuen com barreres naturals, causen moviments ascendent d'aire càlid i humit provinent del mar Mediterrani.

Malgrat que, per la gran variabilitat geogràfica i climàtica de Catalunya, resulta difícil generalitzar sí que es pot dir que les zones on els aiguats acostumen a ser més forts són les del litoral, prelitoral i el Pirineu. En les dues primeres localitzacions el fenomen de la pluja torrencial s'explica per la proximitat a la gran extensió d'aigua mediterrània que a la tardor, a més, és una font d'energia ja que les aigües del Mediterrani presenten en aquesta estació unes temperatures relativament elevades. Al Pirineu hi acostuma a haver màxims anuals de precipitació a l'estiu el relleu i la continentalitat expliquen aquí les altes precipitacions puntuals.

5.1. Radar

El territori estudiat està cobert per 5 radars de banda C. En particular, per aquest estudi s'han utilitzat les dades del radar de Creu del Vent situat a la Panadella (41, 6°N, 1, 4°E, 825 m), el qual pertany al Servei Meteorològic de Catalunya (SMC). Les dades brutes del radar són processades amb resolució d'1 km d'acord amb la cadena de processament del sistema EHIMI (Corral et al., 2009), consistent en els següents passos:

1. S'identifiquen i corregeixen les zones de subdetecció de precipitació causades pel bloqueig orogràfic.
2. S'identifiquen i corregeixen els ecos causats per blancs no meteorològics sota condicions de propagació estàndars i anòmales.
3. S'aplica un factor de correcció global per compensar els errors que afecten la calibració del radar.
4. Es particionen els ecos de reflectivitat en el tipus de precipitació (estratiforme o convectiva), d'acord amb l'algorisme de Franco (2006).
5. S'extrapolen les mesures del radar de reflectivitat fins al nivell del terra.
6. Es transforma la reflectivitat estimada en superfície en intensitat de pluja aplicant una relació $Z - R$ diferent, depenent del tipus de precipitació.
7. S'obtenen camps de pluja acumulada a partir dels camps instantanis de pluja del radar.

Aquest procediment tracta de corregir els diferents tipus d'error que afecten a les mesures del radar i per proporcionar una millora dels camps de precipitació.

5.2. Pluviògrafs

Per contrastar les dades obtingudes a partir del radar s'han utilitzat dades de les xarxes de pluviògrafs de l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA) i del Servei Meteorològic de Catalunya (Figura 5.1).

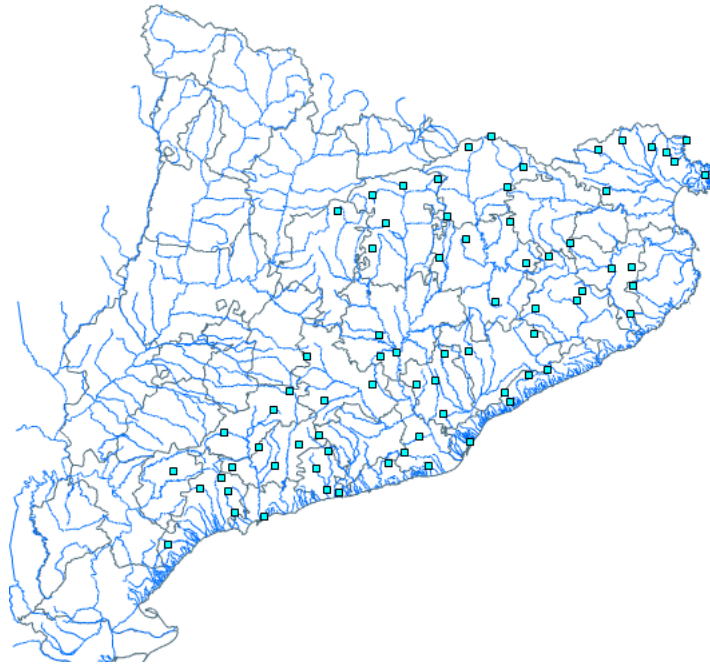


Figura 5.1: Representació de la distribució dels pluviògrafs de l'Agència Catalana de l'Aigua. Font: <http://aca-web.gencat.cat/sdim/visor.do> .

S'han analitzat les dades corresponents a 7 episodis, incloent tant situacions convectives com estratiformes, representatives de la regió estudiada amb un total de 260 hores de pluja (alguns detalls d'aquests episodis es mostren el la Taula 1).

Data	Número d'hores	Número de pluviògrafs	Precipitació màxima en 1h	Precipitació màxima en l'episodi
07/09/2005	24	146	54,5	102,2
02/11/2008	24	136	38,8	129,9
22/07/2010	26	142	40,5	84,9
10/10/2010	96	225	58,2	264,9
27/10/2011	24	208	48,1	93,1
04/11/2011	18	214	20,5	42,9
15/11/2011	48	216	52,6	154,7

Taula 5.1: Número de pluviògrafs considerats, màxima precipitació en 1h i màxima precipitació en 24h per cada episodi.

Capítol 6

Resultats i discussió

A continuació es fa una comparació entre la pluja estimada per radar i la mesurada pels pluviògrafs per cada episodi de pluja i, finalment, es fa aquesta mateixa comparació per tots els episodis junts.

6.1. 07 de Setembre de 2005

La situació sinòptica d'aquest episodi (Figura 6.1), tal i com exposa Bech et al. (2007), consisteix en un centre de baixes pressions situat sobre la Península Ibèrica, que junt amb les adveccions d'aire càlid i humit a nivells baixos sobre Catalunya i cisalla del vent, entre d'altres factors, va donar lloc a un conjunt de cèl·lules convectives associades amb trombes marines i tornados, produint les acumulacions que s'observen en la Figura 6.1.

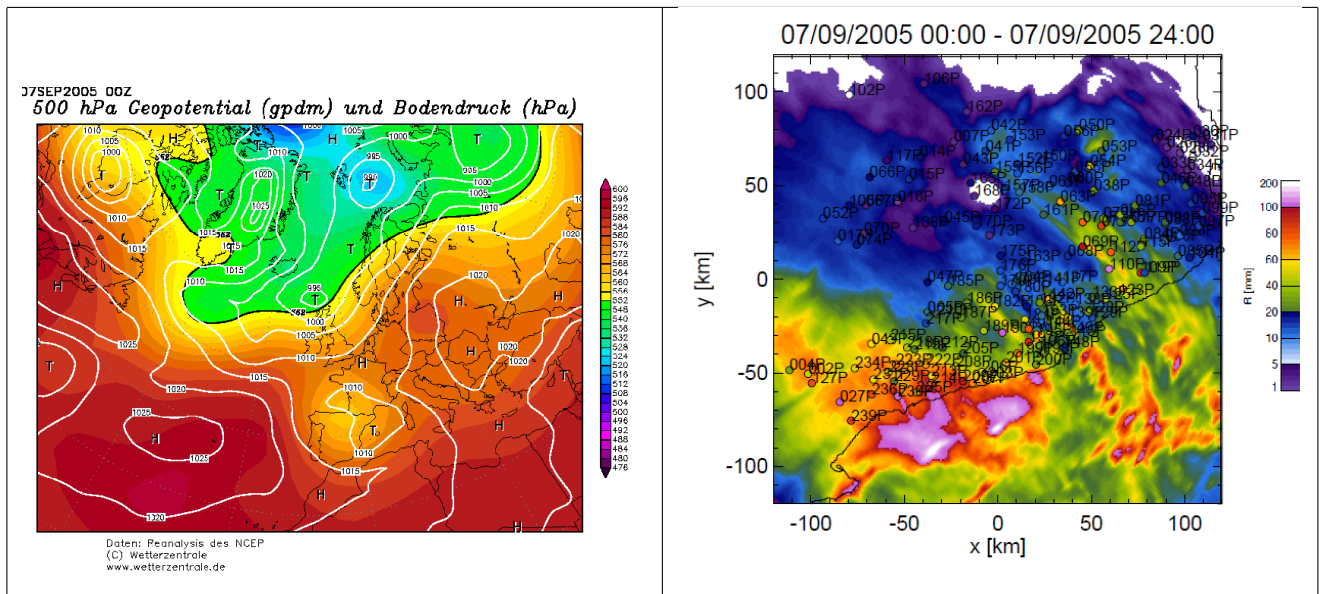


Figura 6.1: Representació de la situació sinòptica d'aquest episodi (esquerra). Les línies blanques indiquen la pressió superficial, mentre que els contorns de colors el geopotencial a 500hPa. Representació del mapa de la pluja acumulada estimada pel radar, on s'ha superposat les mesures d'acumulació dels pluviògrafs (dreta). Font: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>.

S'observa com la zona més afectada és el litoral, mentre que els Pirineus la zona menys afectada.

Representant el diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant l'episodi (Figura 6.2) es pot veure si la pluja acumulada és la mateixa per tots els pluviògrafs o si hi han grans diferències entre ells, i per tant, si hi ha zones on ha plogut molt i d'altres on gairebé no ho ha fet.

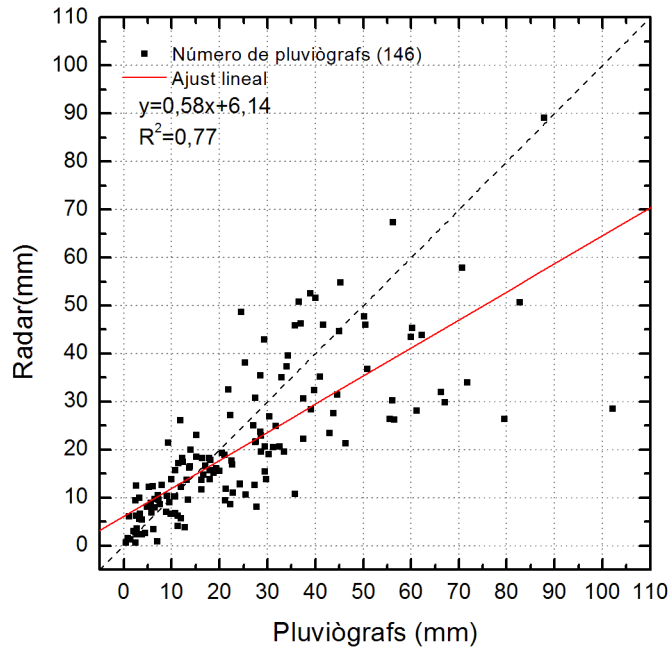


Figura 6.2: Representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant tot l'episodi, la línia a traços mostra la diagonal i la línia vermella l'ajust lineal de les dades representades.

A partir de la Figura 6.2 es pot veure com la major part de les dades de pluja estimada pel radar i mesurada pels pluviògrafs indiquen pluja acumulada durant tot l'episodi inferior a 50mm , tenint una mesura màxima de 100mm aproximadament, tot i que només mesurada pels pluviògrafs, sent molt més petita l'estimada pel radar en aquest punt, uns 30mm aproximadament. La següent mesura més gran és de 90mm tant pel que mesuren els pluviògrafs com pel que estima el radar.

A més a més, si es compara la pluja enregistrada pels pluviògrafs amb l'estimada pel radar, es pot veure que pels pluviògrafs situats per sobre de la diagonal el radar està sobreestimant la pluja, mentre que subestima pels situats per sota de la diagonal.

Comparant els pluviògrafs que mesuren acumulacions de pluja més altes amb la seva situació en la Figura 6.1, es poden situar a la costa.

La Figura 6.3 representa la quantitat de pluviògrafs que indiquen una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi, així com la freqüència relativa de que un pluviògraf enregistri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada durant l'episodi.

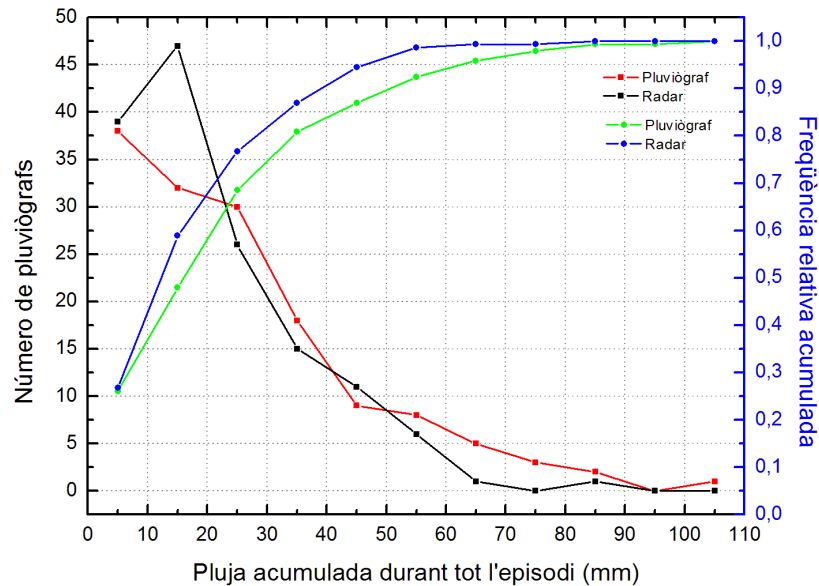


Figura 6.3: Representació de la freqüència de la pluja acumulada durant l'episodi (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada durant tot l'episodi (eix dret).

Així, es pot veure de manera més clara que la major part de punts estudiats indiquen una pluja acumulada durant l'episodi inferior a 50mm , ja que el nombre de pluviògrafs que enregistren quantitats superiors a aquesta es redueix considerablement. També es pot interpretar a partir de la freqüència relativa acumulada, és a dir, de la probabilitat, en tant per 1, de que un pluviògraf mesuri com a mínim una certa quantitat de pluja durant tot l'episodi. D'aquesta manera, a partir de la Figura 6.3, es veu que la meitat, aproximadament, dels pluviògrafs indiquen com a mínim una quantitat de pluja acumulada de 20mm i que és un 90% d'aquests els que com a mínim han acumulat 50mm .

A més a més, en aquesta figura, es diferencia entre els resultats dels pluviògrafs i del radar, veient que les diferències més grans entre aquests són per acumulacions de 15mm durant l'episodi amb una variació de 15 dades de pluviògrafs menys que de radar. Per les restants acumulacions la diferència entre els pluviògrafs i el radar és, generalment, d'uns 4 pluviògrafs superiors al radar, a excepció d'acumulacions de 5mm , i valors superiors a 85mm en que aquesta diferència és negligible.

Aquestes diferències entre pluviògrafs i radar indiquen una subestimació del radar respecte als pluviògrafs degut a que per una quantitat mínima de pluja acumulada el nombre de pluviògrafs que la mesuren és inferior a les estimacions del radar, és a dir, el radar té tendència a estimar valors més baixos que els pluviògrafs i per tant a subestimar.

Per avaluar el comportament de les diferències en els valors indicats de pluja acumulada durant tot l'episodi pels pluviògrafs o pel radar en funció de la distància al radar, es fa la següent representació (Figura 6.4):

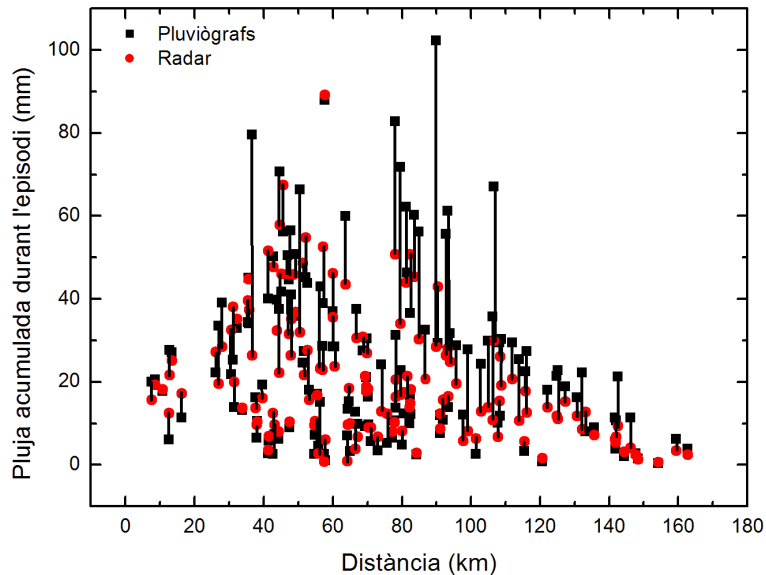


Figura 6.4: Representació de la pluja acumulada durant tot l'episodi per cada pluviògraf (negre) i estimada pel radar (vermell) en funció de la distància d'aquest al radar. Les línies negres uneixen els dos valors de pluja per cada pluviògraf indicant segons la seva longitud la diferència entre aquestes mesures.

En la Figura 6.4 es pot veure com l'augment de la precipitació fins a 90km aproximadament, ve donat per la distribució de la precipitació de l'episodi (Figura 6.1). També es pot observar com en la majoria de casos són els pluviògrafs els que indiquen valors majors de pluja, i per tant una subestimació de la pluja estimada pel radar.

Si s'estudien les línies que uneixen les parelles de valors de pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar, es pot veure com aquestes també augmenten de longitud amb la distància al radar, per disminuir a partir dels 90km , d'igual manera que ho fa la quantitat de pluja acumulada.

D'aquesta figura també es veuen les parelles de dades que difereixen més entre elles, la més gran està a 90km , aproximadament, i correspon amb la mesura màxima de pluja acumulada per part dels pluviògrafs, ja esmentada en la Figura 6.1. D'altres parelles de dades que difereixen molt estan situades a 40km i 110km respecte del radar.

Per estudiar de forma més detallada aquestes diferències es calcula el biaix en dB , a partir de l'equació (4.1), el biaix en mm , a partir de l'equació (4.2) i el RMSE, equació (4.3), per cada pluviògraf i es representa en funció de la distància al radar (Figura 6.5).

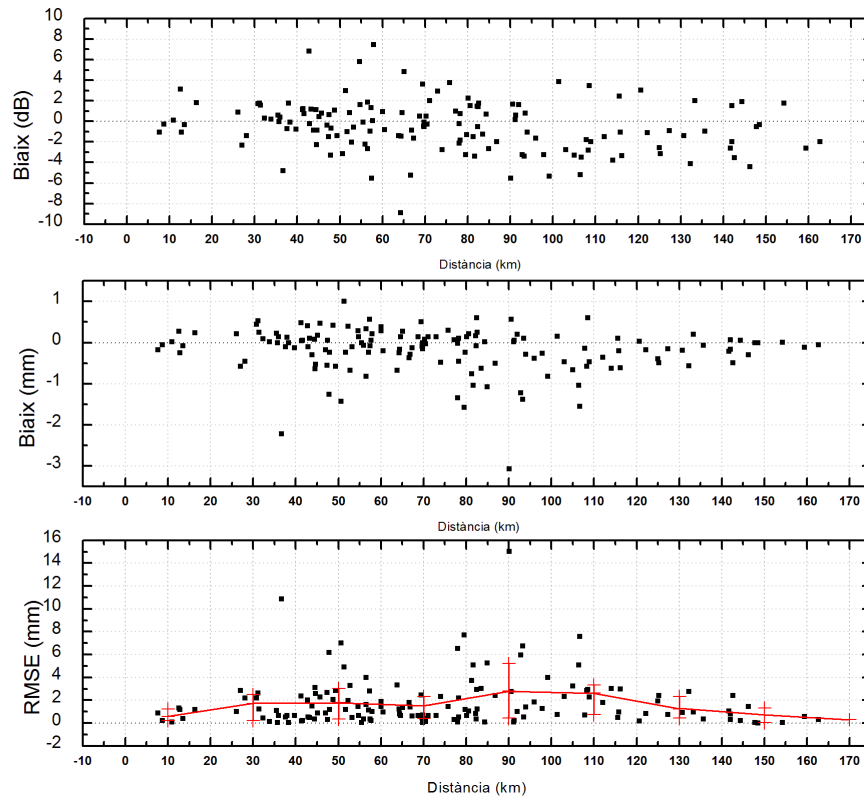


Figura 6.5: Representació del biaix en dB en funció de la distància al radar (superior), biaix en mm en funció de la distància al radar (centre) i RMSE en mm en funció de la distància al radar (inferior). La línia vermella de la figura inferior mostra la tendència dels valors del RMSE i les barres verticals els percentils 15 i 85 d'aquests valors.

En aquesta figura es veu com el biaix tendeix a subestimar, és a dir, tendeix a un valor promig inferior a 0. També s'observa com el rang de valors que pren és $(-10, 8)dB$, tot i que, la major part estan concentrats en $(-4, 2)dB$.

En el cas del biaix en mm el rang de valors és $(-3, 1)mm$, amb la major part de valors compresos entre $(-1, 1)mm$.

En aquests dos casos, aprop del radar s'obtenen biaixos petits que augmenten, en mòdul, en augmentar la distància al radar. Aquest augment no és constant, sinó que entre $(30, 110)km$ hi ha un augment general del biaix, per tornar a disminuir el seu valor a distàncies superiors. En el cas de RMSE es veu un augment progressiu del seu valor fins a $90km$ de distància al radar, a partir de la qual disminueix. El rang de valors d'aquest índex és $(0, 16)mm$ tot i

que la major part de valors es concentren entre $(0, 4)mm$. A partir de la línia vermella, la qual uneix les medianes del RMSE en intervals de 20km, es pot veure la tendència d'aquest índex, i com, efectivament, creix fins als 90km, tot i que no ho fa constantment, per disminuir a partir d'aquesta distància. A més a més de la mediana del RMSE s'han representat els percentils 15 i 85 (línies vermelles verticals).

Es pot veure en la Figura 6.5 com aquest interval té tendència a augmentar en fer-ho la distància fins a 90km, a partir del qual comença a disminuir.

Es poden observar clarament, en la representació del RMSE en funció de la distància, dos valors molt grans, a 90km i a 35km de distància respecte al radar. Aquests dos casos extrems coincideixen amb els valors més grans del biaix en mm. Situant aquests dos pluviògrafs, 110P i 190P respectivament, en el mapa de la Figura 6.1 es veu com tots dos estan en el litoral i com efectivament indiquen molta més pluja que el radar.

En el cas del biaix en dB s'observa que per la mateixa diferència entre la pluja mesurada pel pluviògraf i l'estimada pel radar el biaix en dB incrementa el seu valor per intensitats de pluja petites, ja que el que aquest té en compte és la proporció entre les dues mesures i no la diferència entre aquestes com ho fa el biaix en mm.

Amb l'objectiu d'analitzar la dispersió dels valors del biaix per les acumulacions de l'episodi es mostren els histogrames amb $2dB$ i $0,5mm$ de resolució en la Figura 6.6.

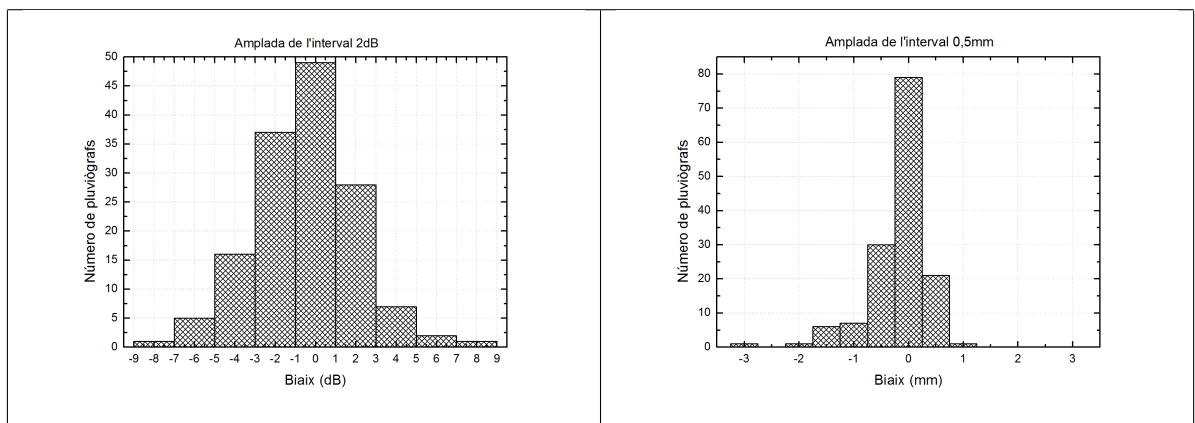


Figura 6.6: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions de l'episodi amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions de l'episodi amb una resolució de $0,5mm$ (dreta).

En aquesta figura es pot veure que totes dues distribucions estan centrades en 0, sent major pel biaix en mm, sense ser completament simètriques ja que ambdues tendeixen a valors

negatiu, fet que coincideix amb que el radar subestima. Es pot veure com la distribució corresponent al biaix en dB és força simètrica. La distribució corresponent al biaix en mm indica una clara subestimació en ser superior el número de pluviògrafs amb biaix negatiu.

Per tenir una primera idea de quina és la distribució temporal de la pluja acumulada en 1h durant l'episodi, es fa la representació de la freqüència de la pluja acumulada en 1h (Figura 6.7) per saber el número d'hores en les que s'ha donat una certa quantitat de pluja.

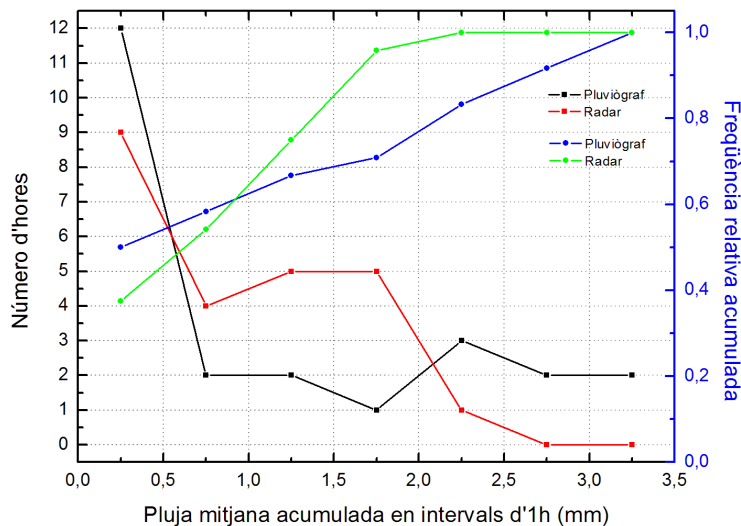


Figura 6.7: Representació de la freqüència de la pluja acumulada en 1h (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada en 1h (eix dret).

En aquesta figura es pot veure com, principalment, la pluja acumulada horàriament és inferior a 1mm. Com també es pot interpretar a partir de la freqüència relativa acumulada, és a dir, de la probabilitat, en tant per 1, de que una hora de l'episodi mesuri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada en 1h. A més a més, d'aquesta manera, es veu que és un 60% la probabilitat d'enregistrar 1mm de pluja en 1h durant aquest episodi.

Diferenciant entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es pot veure que els pluviògrafs veuen més hores de pluja horària inferior a 0,5mm així com de superior a 2mm, però és el radar qui veu més hores de pluja horària entre aquests dos valors.

Observant les diferències en la freqüència relativa acumulada es veu com la probabilitat de

que una hora enregistri una pluja inferior a $1mm$ és superior en els pluviògrafs, mentre que si és una quantitat major la probabilitat d'enregistrar-la amb els pluviògrafs és inferior, sent igual, tant per pluviògrafs com per radar, en el cas d' $1mm$.

Així, es dedueix que, en aquest episodi, les intensitats més baixes i les més altes es donen més sovint en fer la mesura amb els pluviògrafs.

Per avaluar la variabilitat temporal de les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar es representa la pluja mitjana acumulada en $1h$ tant pel radar com pels pluviògrafs, la pluja màxima acumulada en $1h$ pels pluviògrafs junt amb la corresponent estimada pel radar en funció del temps, així com el biaix en dB, el biaix en mm i el RMSE en funció del temps (Figura 6.8). D'aquesta manera es té una idea de quina ha estat l'evolució temporal de la intensitat de pluja durant l'episodi i l'evolució temporal de les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar.

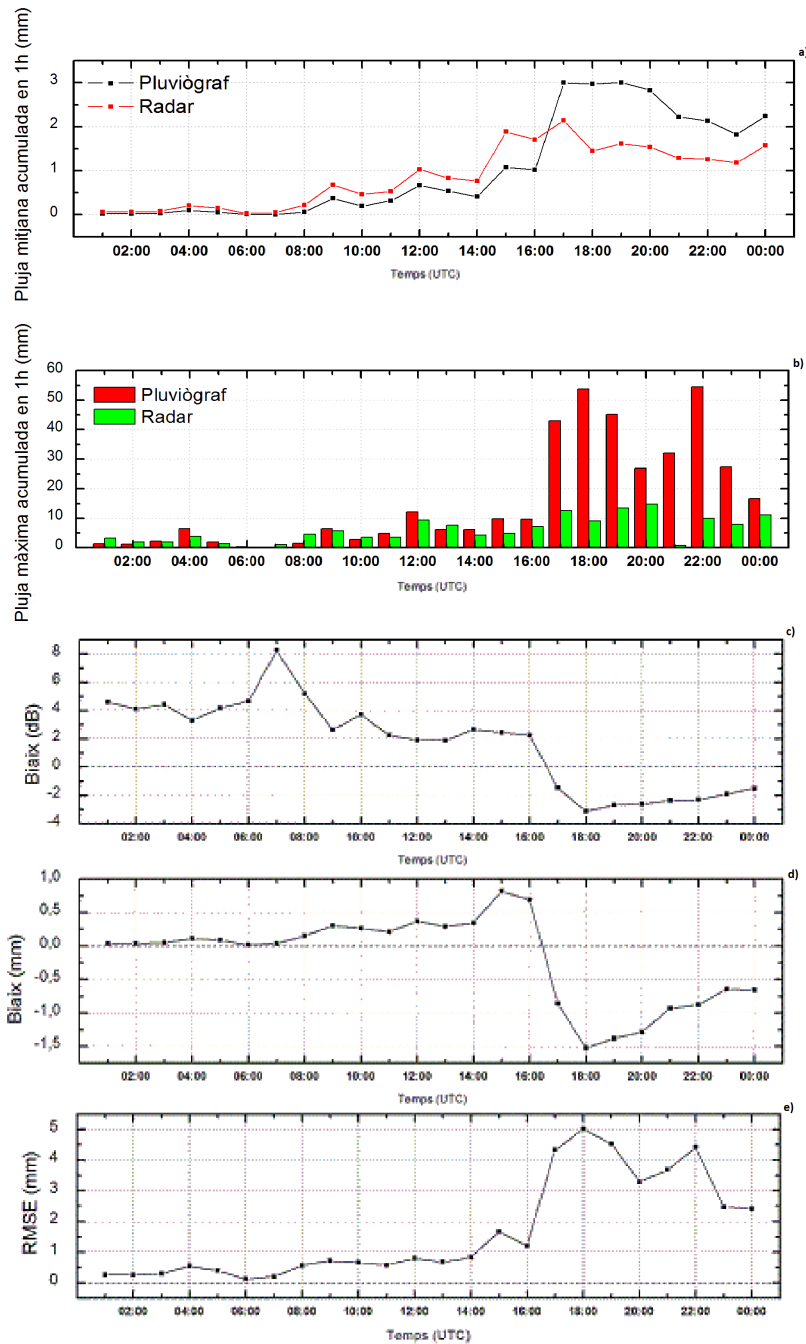


Figura 6.8: Representació de: a) pluja mitjana acumulada en 1h tant pel radar com pels pluviògrafs en funció del temps, b) pluja màxima acumulada en 1h pels pluviògrafs junt amb corresponent estimada pel radar en funció del temps, c) biaix en dB en funció del temps, d) evolució temporal del biaix en mm i e) evolució temporal del RMSE.

A partir de l'evolució temporal de la pluja mitjana acumulada en 1h es veu com, inicialment, no hi ha gairebé pluja, per augmentar progressivament de les 08:00 UTC fins a les 18:00 UTC, moment a partir del qual la intensitat anirà disminuint poc a poc. Aquesta evolució també es veu en els màxims de pluja horària.

En la Figura 6.8 també es pot distingir entre la pluja enregistrada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar; de manera que es pot apreciar que desde l'inici de l'episodi fins a les 16:00 el radar està sobreestimant la pluja, però a partir d'aquesta hora la subestima. Això es degut a que sobre aquesta hora comença a ploure sobre el radar de manera que el radom es mulla i provoca atenuació, la qual causarà la subestimació.

En el cas del biaix en dB, la major part de valors disten de 0, a diferència del biaix en mm que fins a les 06:00 UTC es manté molt proper a ell. Aquest comportament es pot explicar tenint present l'evolució temporal de la intensitat de pluja.

Observant l'evolució del RMSE es veu com fins a les 16:00 manté uns valors relativament baixos per augmentar fins al final de l'episodi tenint un màxim a les 18:00 UTC corresponent al màxim, en mòdul, que s'observava en el biaix, i, un màxim relatiu a les 22:00.

Localitzant els pluviògrafs que tenen aquestes mesures es veu que corresponen als dos pluviògrafs que donaven biaix i RMSE màxims en la pluja acumulada durant tot l'episodi, 190P i 110P. Es representa la intensitat de pluja mesurada en cada pluviògraf pel pluviògraf i l'estimada pel radar (Figura 6.9).

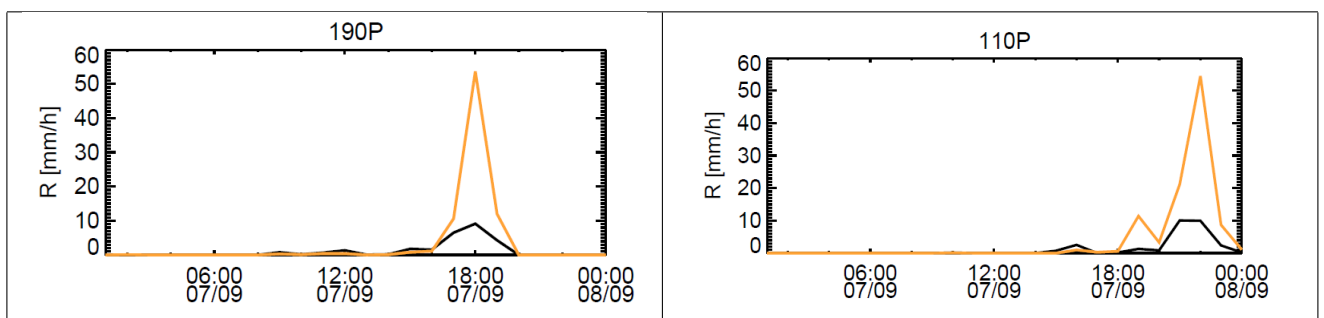


Figura 6.9: Representació de l'evolució temporal de la intensitat de pluja mesurada pel pluviògraf (groc) i estimada pel radar (negre) pel pluviògraf 190P (dreta) i pel pluviògraf 110P (esquerre).

A partir d'aquesta figura s'observa com la pluja enregistrada pel pluviògraf augmenta molt respecte a l'estimada pel radar, per tractar d'explicar-ho s'observa la situació geogràfica d'aquests dos radars, d'on es pot concloure que aquestes diferències estan causades per l'orografia.

A la Figura 6.10 es representen els histogrammes amb resolucions de $2dB$ i $0,5mm$, en els quals es mostra la distribució de freqüències dels biaixos.

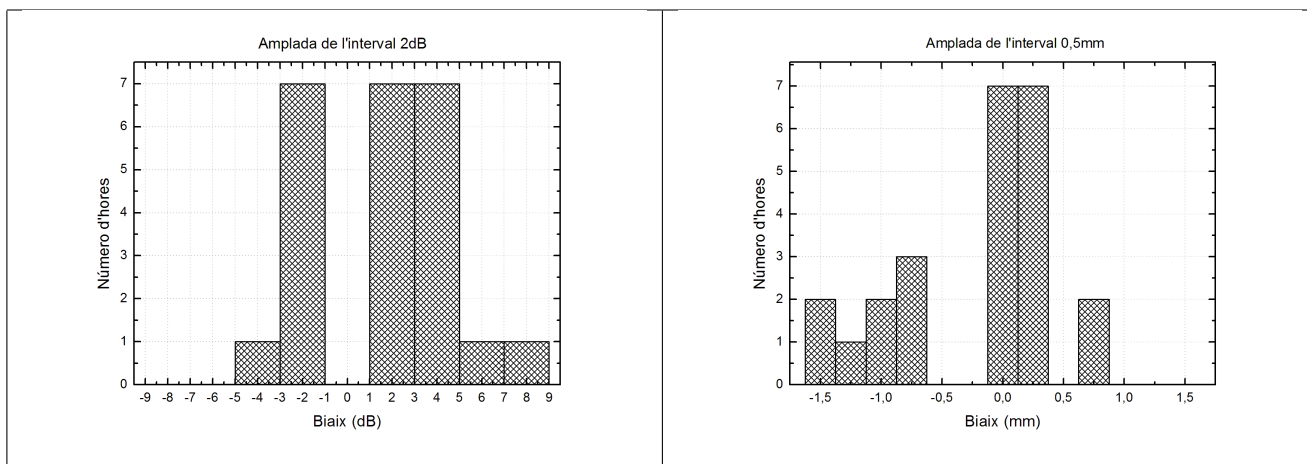


Figura 6.10: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions horàries amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions horàries amb una resolució de $0,5mm$ (dreta).

En aquestes figures es pot veure clarament que les distribucions no són simètriques. En la distribució de freqüències del biaix en dB es pot observar com no hi ha cap hora que indiqui un biaix nul, i per tant, el radar sempre està sobreestimant o subestimant en dB.

D'altra banda, la distribució del biaix en mm sí que té hores en què el biaix és 0, tal i com es veia en la Figura 6.9.

6.2. 02 de Novembre del 2008

La situació sinòptica d'aquest episodi (Figura 6.11), tal i com exposa Bech et al. (2011), consisteix en una situació altament baroclínica, amb un centre de baixes pressions situat a l'Est de la Península Ibèrica, amb adveccions d'aire càlid i humit a nivells baixos sobre

catalunya i cisalla del vent en altura, vents superficials forts de l'est sent del sud a nivells mitjos.

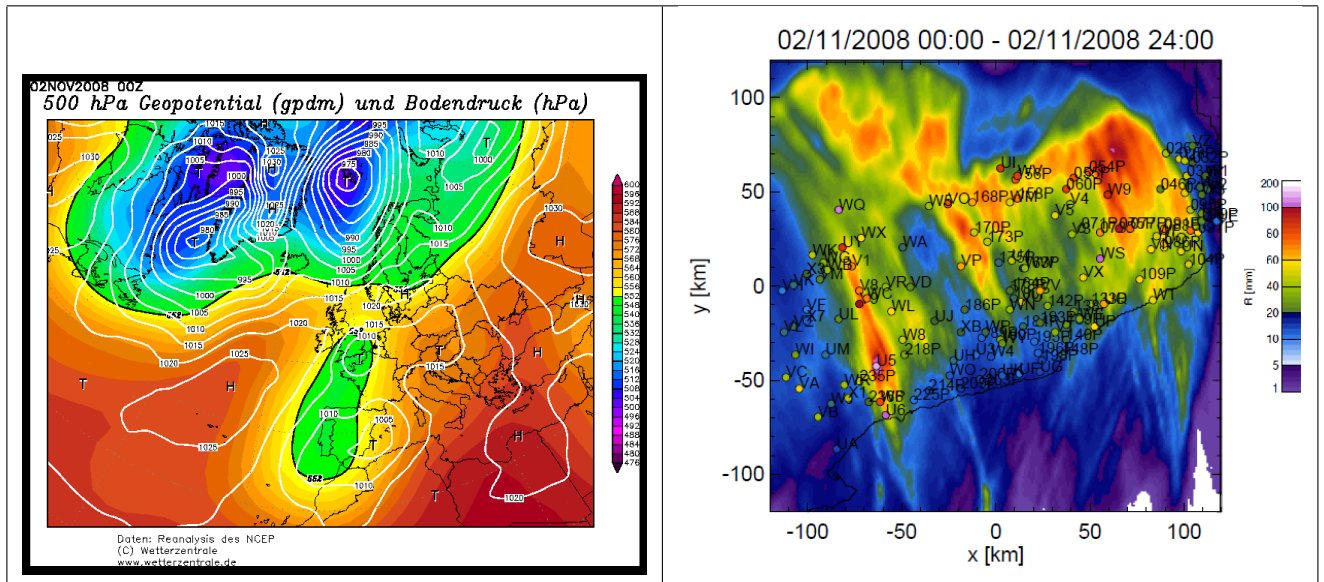


Figura 6.11: Representació de la situació sinòptica d'aquest episodi (esquerra). Les línies blanques indiquen la pressió superficial, mentre que els contorns de colors el geopotencial a 500hPa. Representació del mapa de la pluja acumulada estimada pel radar, on s'ha superposat les mesures d'acumulació dels pluviògrafs (dreta). Font: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>

Es pot veure en el mapa d'acumulació de la pluja estimada per radar com els vents de l'est i del sud provoquen precipitació no només en el Litoral. Mirant aquest mapa es veuen dos pluviògrafs que enregistren molta més precipitació de la que estima el radar, el WS i el WQ, així com els situats al Sud-Oest de Catalunya que també enregistren més pluja que el radar, aquestes últimes diferències es poden explicar, a partir d'aquesta figura. Veient que una mica més aprop del radar hi ha una zona de fortes precipitacions que provoca atenuació i per tant subestimació en els pluviògrafs situats darrere d'aquesta zona.

Seguint el mateix procediment que per l'episodi anterior, es comença representant el diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant aquest episodi (Figura 6.12).

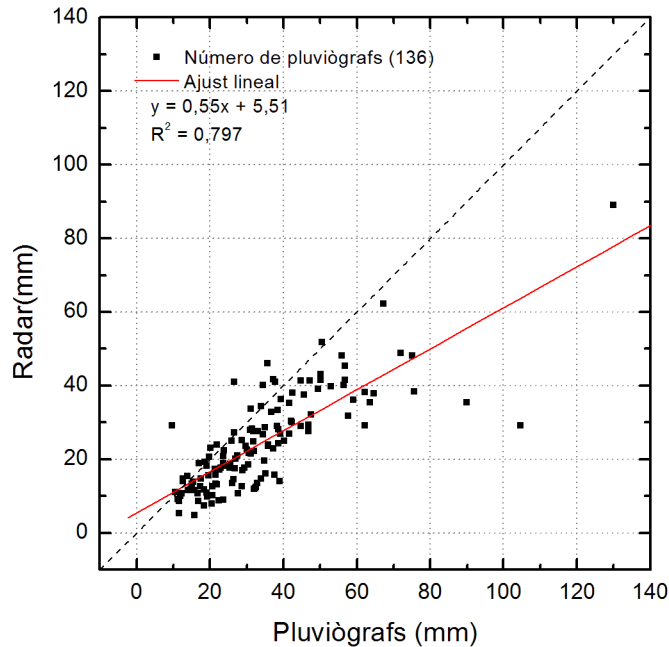


Figura 6.12: Representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant tot l'episodi, la línia a traços mostra la diagonal i la línia vermella l'ajust lineal de les dades representades.

A partir d'aquesta figura es pot veure com gairebé totes les dades indiquen pluja inferior a 60mm , tenint una mesura màxima de 130mm aproximadament, tot i que només mesurada pels pluviògrafs, sent de 90mm aproximadament, l'estimada pel radar. També s'observa que la mínima pluja enregistrada pels pluviògrafs és 10mm i 5mm pel radar, fet que indica que ha plogut en tot el territori, tal i com es pot comprovar en la Figura 6.11.

A més a més, comparant la pluja enregistrada pels pluviògrafs amb l'estimada pel radar es pot veure com en la major part de pluviògrafs el radar està subestimant, ja que la majoria es troben per sota de la diagonal.

La Figura 6.13 representa la quantitat de pluviògrafs que indiquen una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi, així com la freqüència relativa de que un pluviògraf enregistri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi.

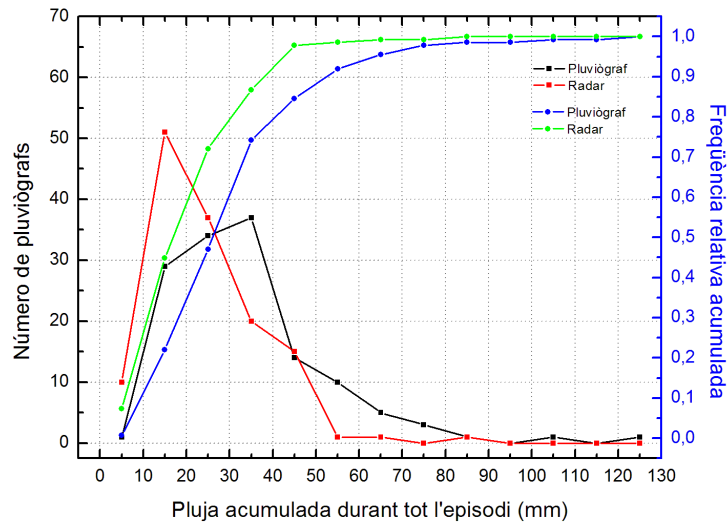


Figura 6.13: Representació de la freqüència de la pluja acumulada durant tot l'episodi (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada durant tot l'episodi (eix dret).

Així, es pot veure que la major part de punts estudiats enregistren una pluja acumulada durant tot l'episodi entre 10mm i 50mm . Intrepretant-ho a partir de la freqüència relativa acumulada es veu que la meitat, aproximadament, dels pluviògrafs indiquen com a mínim una quantitat de pluja acumulada de 25mm i que és un 90% d'aquests els que com a mínim han acumulat 50mm .

Diferenciant entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es veu que el radar indica acumulacions inferiors en més punts on hi han pluviògrafs, que els pluviògrafs, és a dir, el radar subestima.

En la Figura 6.14 es representa la pluja acumulada en tot l'episodi, tant pels pluviògrafs com pel radar, en funció de la distància al radar.

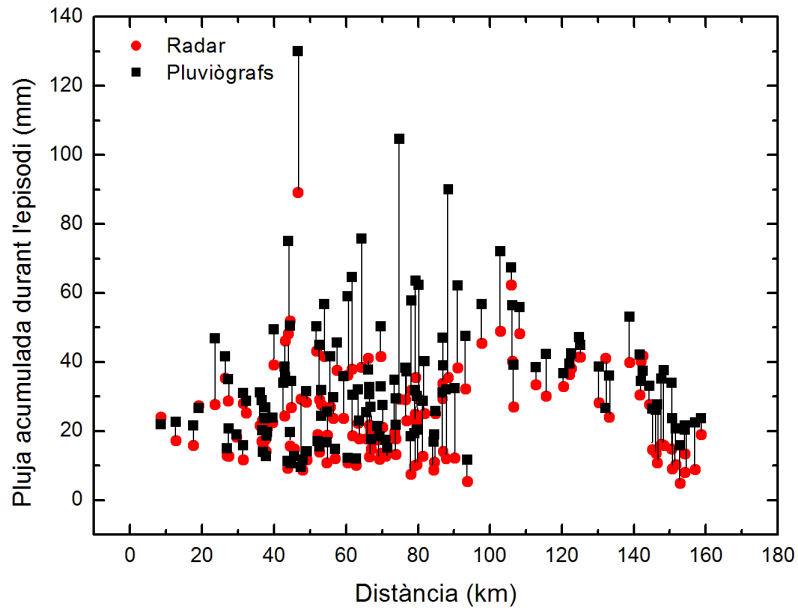


Figura 6.14: Representació de la pluja acumulada durant tot l'episodi per cada pluviògraf (negre) i estimada pel radar (vermell) en funció de la distància d'aquest al radar. Les línies negres uneixen els dos valors de pluja per cada pluviògraf indicant segons la seva longitud la diferència entre aquestes mesures.

Es pot veure com, en la Figura 6.14, les acumulacions majors de pluja es situen entre els 40 km i 90 km de distància al radar, tal i com es pot estimar en el mapa de pluja acumulada de la Figura 6.11. També es pot observar com en la majoria de casos són els pluviògrafs els que indiquen valors majors de pluja, és a dir, s'observa una subestimació del radar.

Si s'estudien les línies que uneixen les parelles de valors de pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar, es pot veure com aquestes també augmenten de longitud en augmentar la intensitat de pluja.

S'observa que les dues parelles de dades que difereixen més entre elles estan a 75 km i 90 km, aproximadament, de distància al radar.

Per estudiar de forma més detallada aquestes diferències es calcula el biaix, tant en dB com en mm , i el RMSE per cada pluviògraf i es representa en funció de la distància al radar (Figura 6.15).

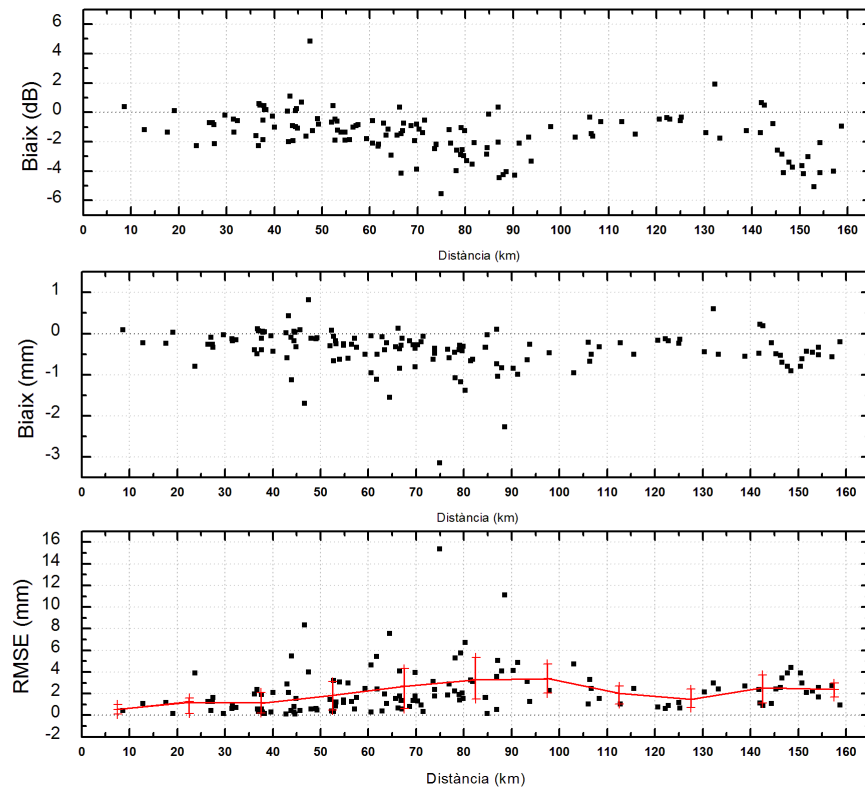


Figura 6.15: Representació del biaix en dB en funció de la distància al radar (superior), biaix en mm en funció de la distància al radar (centre) i RMSE en mm en funció de la distància al radar (inferior). La línia vermella de la figura inferior mostra la tendència dels valors del RMSE i les barres verticals els percentils 15 i 85 d'aquests valors.

En aquesta figura es veu com en el biaix en dB el rang de valors que pren és $(-6, 6)dB$, tot i que, la major part estan concentrats en $(-4, 1)dB$.

En el cas del biaix en mm el rang de valors és $(-3, 1)mm$, amb la major part de valors compresos entre $(-1, 0)mm$.

En aquests dos casos, es veu com el radar subestima, obtenint biaixos petits aprop del radar que augmenten (en mòdul) en augmentar la distància al radar, fins als 90km on disminueix ràpidament per tornar a augmentar a partir dels 140km.

En el cas del RMSE es veu un augment progressiu del seu valor fins a 100km de distància al radar, a partir del qual disminueix per tornar a augmentar una mica a partir dels 130km, igual que ho fa l'interval de valors entre el percentil 15 i 85. El rang de valors és $(0, 16)mm$ tot i que la major part de valors es concentren entre $(0, 4)mm$.

En la Figura 6.15 es poden observar dos pluviògrafs amb biaixos i RMSE molt grans, a 75km

i a 90km de distància respecte al radar, corresponents als pluviògrafs WQ i WS, els quals ja s'havien detectat en la Figura 6.11 i 6.14. Es representa la intensitat de pluja mesurada en cada pluviògraf per el pluviògraf i estimada pel radar (Figura 6.16).

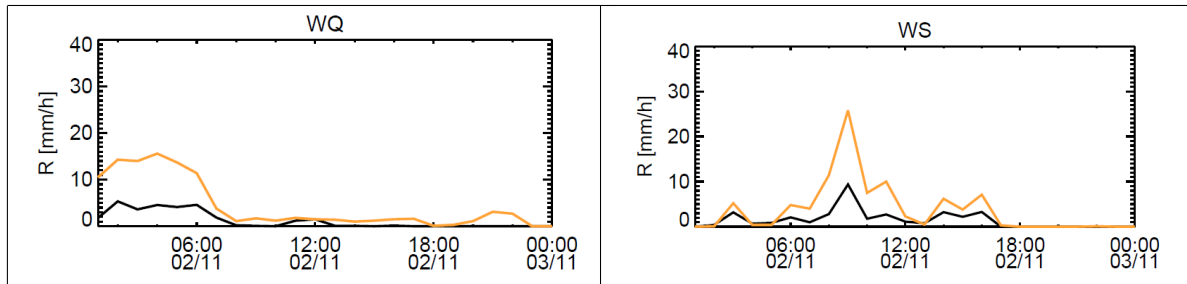


Figura 6.16: Representació de l'evolució temporal de la intensitat de pluja mesurada pel pluviògraf (groc) i estimada pel radar (negre) pel pluviògraf WQ (dreta) i pel pluviògraf WS (esquerre).

A partir d'aquesta figura s'observa com la pluja enregistrada pel pluviògraf augmenta molt respecte a l'estimada pel radar, per tractar d'explicar-ho s'observa la situació geogràfica d'aquests dos radars, d'on es pot deduir que aquestes diferències estan causades per l'orografia. En la Figura 6.17 es mostren els histogrammes de les diferències amb $1dB$ i $0,5mm$ de resolució.

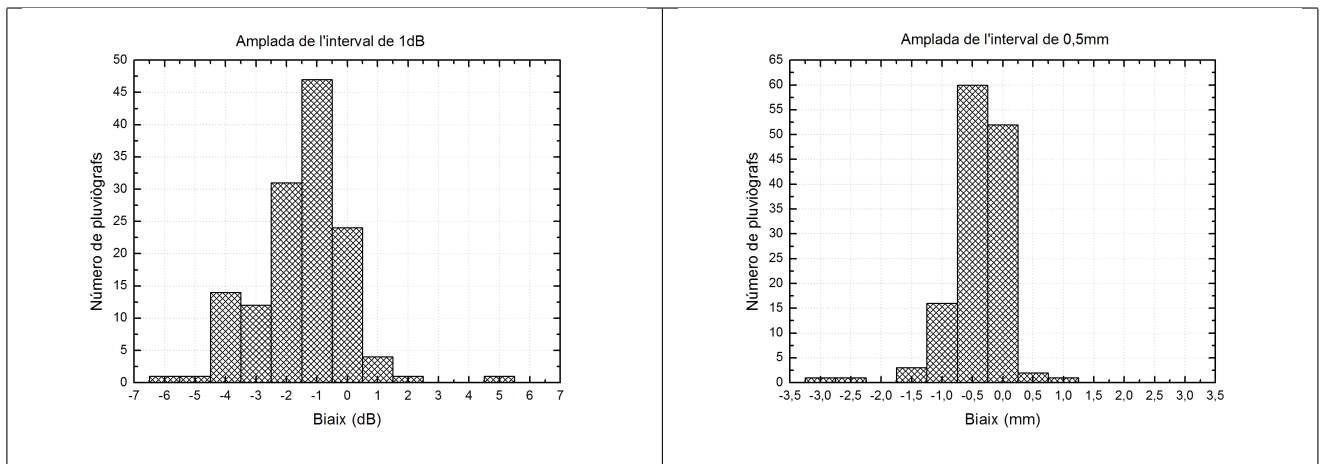


Figura 6.17: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $1dB$ (esquerre) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $0,5mm$ (dreta).

En aquesta figura es pot veure com cap de les dues distribucions està centrada en 0, sinó que ho estan en -1dB i $-0,5\text{mm}$, respectivament; sent major el número de pluviògrafs pel biaix en mm .

En la Figura 6.18 es fa la representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ per saber el número d'hores en les que s'ha donat una certa quantitat de pluja.

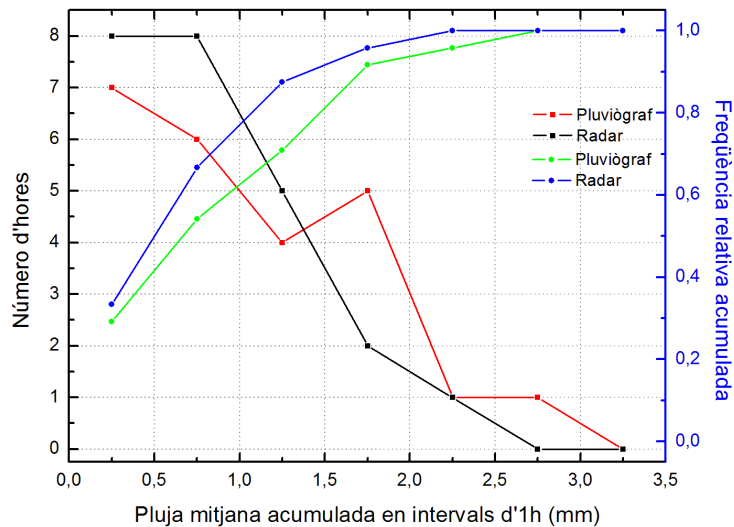


Figura 6.18: Representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada en $1h$ (eix dret).

Es pot veure com, principalment, la pluja acumulada horàriament és inferior a $2,5\text{mm}$, a partir de la freqüència relativa acumulada es veu que és un 80% la probabilitat d'enregistrar $1,5\text{mm}$ de pluja en $1h$.

Diferenciant entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es pot veure que el radar veu més hores de pluja horària inferior a $1,5\text{mm}$, però són els pluviògrafs qui veuen més hores de pluja horària per valors superiors.

Observant les diferències en la freqüència relativa acumulada es veu com la probabilitat de que una hora enregistri una pluja inferior a $2,5\text{mm}$ és sempre superior pel radar en aquest episodi, fet que indica que el radar està subestimant.

Per avaluar la variabilitat temporal de les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar es representa la pluja mitjana acumulada en $1h$ tant pel radar com pels pluviògrafs, i la pluja màxima acumulada en $1h$ pels pluviògrafs junt amb la corresponent estimada pel radar en funció del temps, així com el biaix en dB, el biaix en mm i el RMSE en funció del temps (Figura 6.19). D'aquesta manera es té una idea de quina ha estat l'evolució temporal de la intensitat de pluja durant l'episodi i l'evolució temporal de les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar.

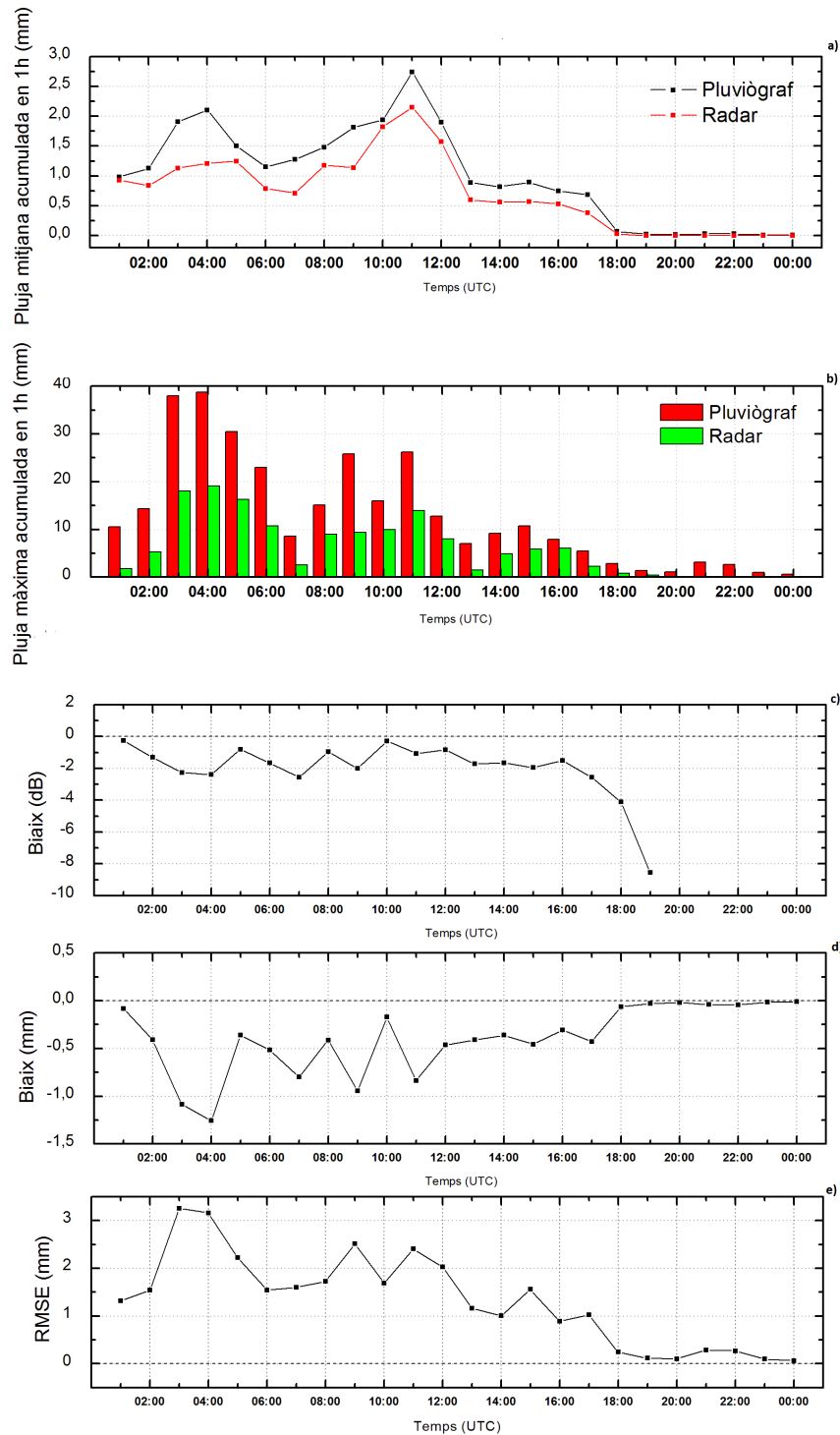


Figura 6.19: Representació de: a) pluja mitjana acumulada en 1h tant pel radar com pels pluviògrafs en funció del temps, b) pluja màxima acumulada en 1h pels pluviògrafs junt amb corresponent estimada pel radar en funció del temps, c) biaix en dB en funció del temps, d) evolució temporal del biaix en mm i e) evolució temporal del RMSE.

A partir de l'evolució temporal de la pluja mitjana acumulada en 1h es veu com inicialment plou entre 3 mm i 1 mm cada hora, mentre que a partir de les 12:00 UTC es manté la intensitat de pluja constant en 1mm cada hora per fer-se 0 de les 18:00 UTC fins al final de l'episodi. Aquesta evolució també es veu en els màxims de pluja horària, tot i que a partir de les 18:00 UTC indiquen petites quantitats de pluja.

En la Figura 6.19 també es pot distingir entre la pluja, tant mitjana com màxima, enregistrada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar; de manera que es pot apreciar que durant tot l'episodi el radar està subestimant la pluja.

De l'evolució temporal del biaix en dB es pot observar com és negatiu durant tot l'episodi de la mateixa manera que el biaix en mm, és a dir, el radar subestima durant tot l'episodi. Amb la diferència dels valors que pren cadascun, és a dir, tots dos biaixos oscil·len, entre $(-2, 0)dB$ i $(-1, 5, 0)mm$ respectivament, desde l'inici de l'episodi fins a les 12:00 UTC. Entre les 12:00 i les 16:00 es mantenen aproximadament constants, per a partir de les 16:00 seguir comportaments diferents, és a dir, el biaix en mm comença a disminuir fins a fer-se 0, degut a que la intensitat de pluja és gairebé nul·la, tal i com es pot veure en la Figura 6.19. D'altra banda, el biaix en dB comença a augmentar, en valor absolut, fins a no poder seguir calculant-lo degut a que s'està dividint entre 0, en no registrar pluja els pluviògrafs. D'aquesta manera queda clar que el càlcul del biaix en dB quan hi ha intensitats petites de pluja no mostra clarament les diferències entre la pluja enregistrada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar.

Observant l'evolució del RMSE es veu com fins a les 18:00 UTC manté uns valors que oscil·len entre $(1, 3)mm$, per posteriorment disminuir fins a fer-se gairebé nul.

A la Figura 6.20 es representen els histogrames de les diferències amb resolucions de $1dB$ i $0,25mm$, en els quals es mostra la distribució de freqüències dels biaixos.

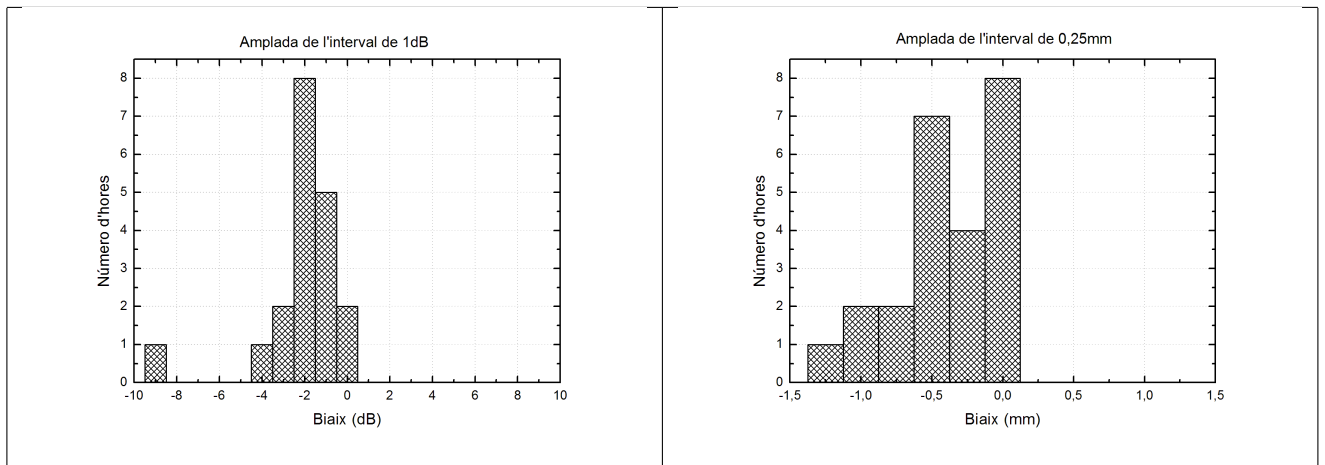


Figura 6.20: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions horàries amb una resolució de $1dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions horàries amb una resolució de $0,25mm$ (dreta).

En aquestes figures es pot veure clarament que no són simètriques i que totes dues indiquen biaixos només negatius, i per tant indiquen que durant l'episodi hi ha subestimació.

6.3. 22 de Juliol del 2010

La situació sinòptica d'aquest episodi (Figura 6.21) prové d'una situació anticiclònica amb pantà baromètric que ha donat pas a una baixa tèrmica sobre la Península Ibèrica, desplaçant-se cap l'Est i produint vents del Sud-Oest sobre Catalunya.

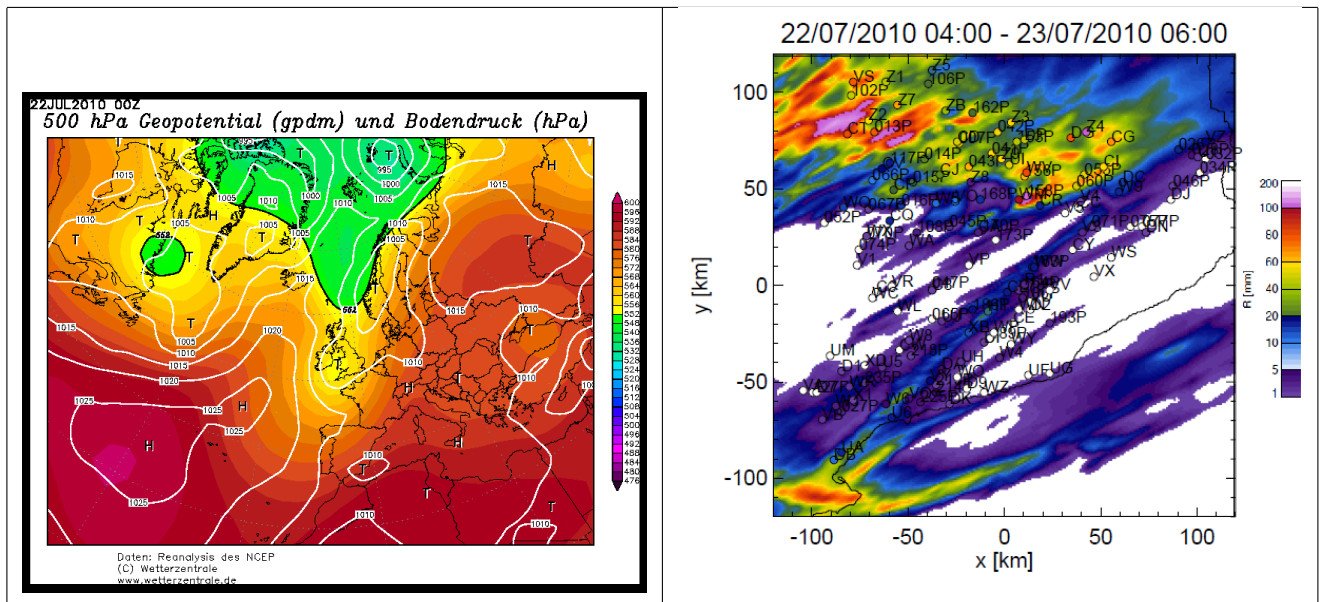


Figura 6.21: Representació de la situació sinòptica d'aquest episodi (esquerra). Les línies blanques indiquen la pressió superficial, mentre que els contorns de colors el geopotencial a 500hPa. Representació del mapa de la pluja acumulada estimada pel radar, on s'ha superposat les mesures d'acumulació dels pluviògrafs (dreta). Font: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>

Aquesta situació sinòptica produeix fenòmens de mesoescala i per tant, tal i com es veu en el mapa de precipitació estimada per radar, precipitació molt heterogènia. En aquest episodi la precipitació es concentra en els Pirineus i al Delta de l'Ebre. Observant les acumulacions dels pluviògrafs representats, es veu que no hi han moltes diferències amb el camp de precipitació.

S'estudia amb més detall aquest episodi a partir de la representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant l'episodi (Figura 6.22).

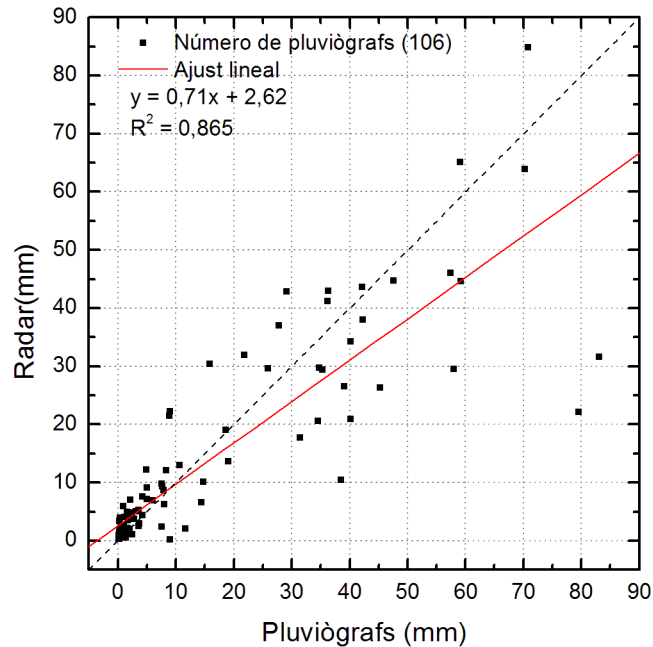


Figura 6.22: Representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant tot l'episodi, la línia a traços mostra la diagonal i la línia vermella l'ajust lineal de les dades representades.

A partir de la Figura 6.22 es pot veure com més de la meitat de les acumulacions mesurades pels pluviògrafs o estimades pel radar indiquen pluja inferior a 10mm , tenint diverses mesures màximes de 80mm aproximadament, dos d'elles mesurades pels pluviògrafs sent més petites les estimades pel radar en aquests punts, i una altra estimada pel radar una mica inferior segons el pluviògraf. La resta de mesures es troben disperses entre els 10mm i els 70mm , fet que indica que en la majoria de zones gairbé no ha plogut.

La Figura 6.23 representa la quantitat de pluviògrafs que indiquen una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi, així com la freqüència relativa de que un pluviògraf enregistri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi.

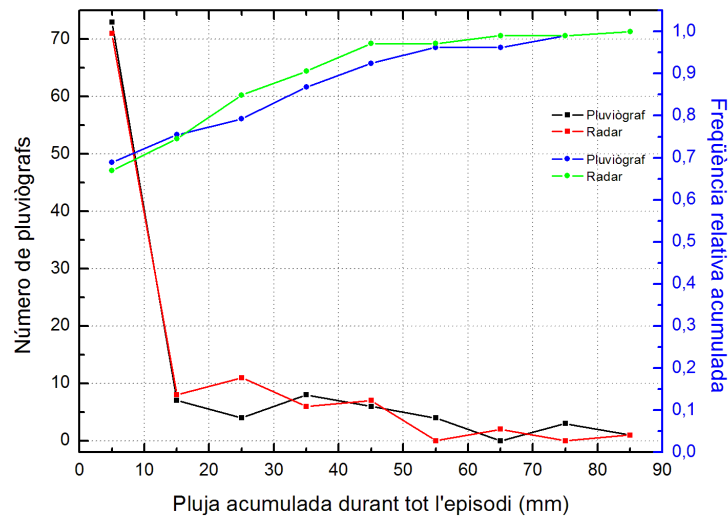


Figura 6.23: Representació de la freqüència de la pluja acumulada durant tot l'episodi (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada durant tot l'episodi (eix dret).

Així, es pot veure de manera més clara que la major part de punts estudiats indiquen una pluja acumulada durant tot l'episodi inferior a 10mm, en concret un 70% dels pluviògrafs. Les intensitats restants estan distribuïdes de manera que en augmentar la quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi disminueix el número de pluviògrafs que la indiquen, sent una disminució aproximadament contínua.

A més a més, en diferenciar entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es veu que no hi ha grans diferències.

Es representa la pluja acumulada durant tot l'episodi en funció de la distància al radar en la Figura 6.24.

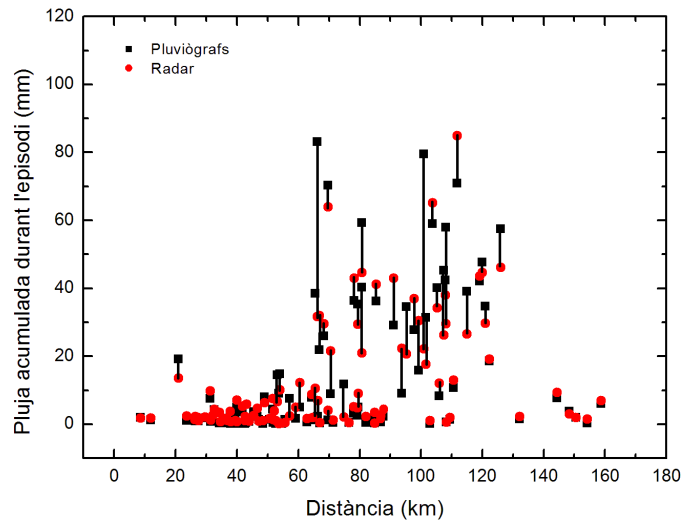


Figura 6.24: Representació de la pluja acumulada durant tot l'episodi per cada pluviògraf (negre) i estimada pel radar (vermell) en funció de la distància d'aquest al radar. Les línies negres uneixen els dos valors de pluja per cada pluviògraf indicant, segons la seva longitud, la diferència entre aquestes mesures.

En la Figura 6.24 es pot veure com la pluja és gairebé nul·la en els 60km més propers al radar, fet que correspon amb la part central de Catalunya, els valors màxims estan entre els (60, 120)km, distància a la qual es troben els Pirineus i el Delta de l'Ebre, aproximadament, tal i com es veu en la Figura 6.21.

Estudiant les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar, es pot veure com són negligibles en les zones on hi ha poca quantitat de pluja acumulada i petites en la resta, tot i que hi han dos parelles de dades en que aquesta diferència augmenta, 65km i 100km de distància al radar, corresponents a WR i Z3 respectivament.

Per estudiar de forma més detallada aquestes diferències es calcula el biaix en dB , el biaix en mm i el RMSE per cada pluviògraf, i es representa en funció de la distància al radar (Figura 6.25).

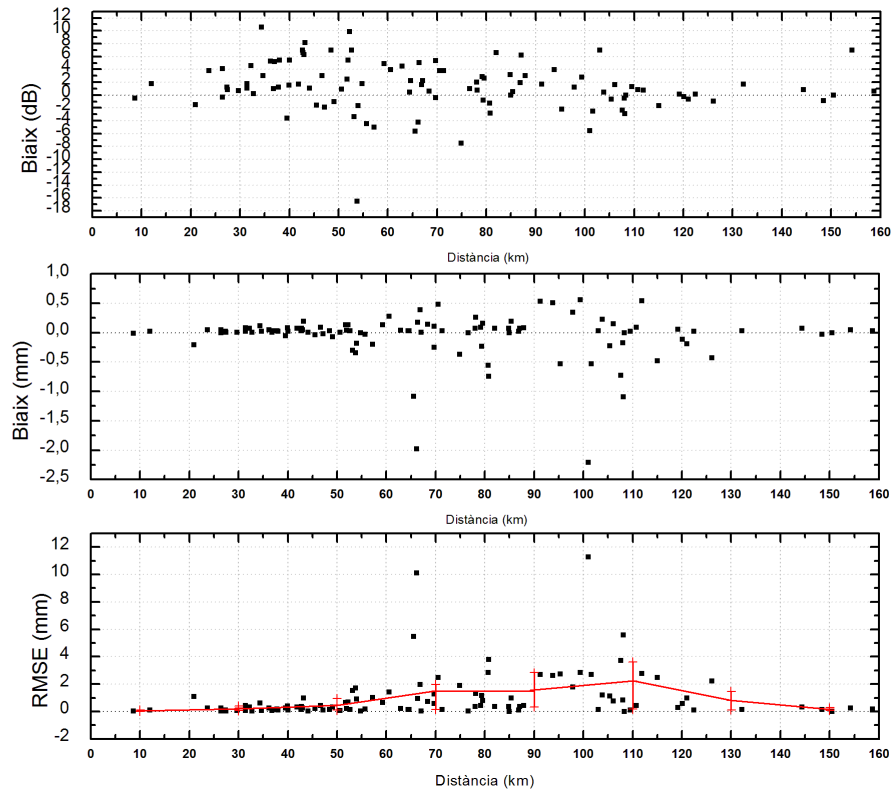


Figura 6.25: Representació del biaix en dB en funció de la distància al radar (superior), biaix en mm en funció de la distància al radar (centre) i RMSE en mm en funció de la distància al radar (inferior). La línia vermella de la figura inferior mostra la tendència dels valors del RMSE i les barres verticals els percentils 15 i 85 d'aquests valors.

En aquesta figura es veu com en el biaix en dB el rang de valors que pren és $(-16, 10)dB$, tot i que, la major part estan entre $(-4, 6)dB$ sense ser molt propers a 0, tenint una tendència a sobreestimar la pluja estimada pel radar.

En el cas del biaix en mm es veu que el rang de valors està entre $-2, 5mm$ i $0, 5mm$, amb la major part de valors compresos entre $-0, 5mm$ i $0, 25mm$, tenint una tendència a subestimar la pluja estimada pel radar.

En el cas de RMSE es veu un augment progressiu fins a 110km de distància al radar, a partir del qual disminueix; aquesta mateixa distribució és la que pren l'interval entre el percentil 15 i 85. El rang de valors del RMSE és $(0, 12)mm$, tot i que la major part de valors es concentren entre $(0, 2)mm$.

Es poden observar clarament, en la representació del RMSE en funció de la distància, dos valors molt grans, a 100km i a 65km de distància respecte al radar. Aquests coincideixen

amb els pluviògrafs Z3 i WR, respectivament. Per tractar d'explicar-ho s'observa la situació geogràfica d'aquests dos radars, d'on es pot deduir que aquestes diferències estan causades per l'orografia.

Es mostren els histogrames amb $2dB$ i $0,2mm$ de resolució en la Figura 6.26.

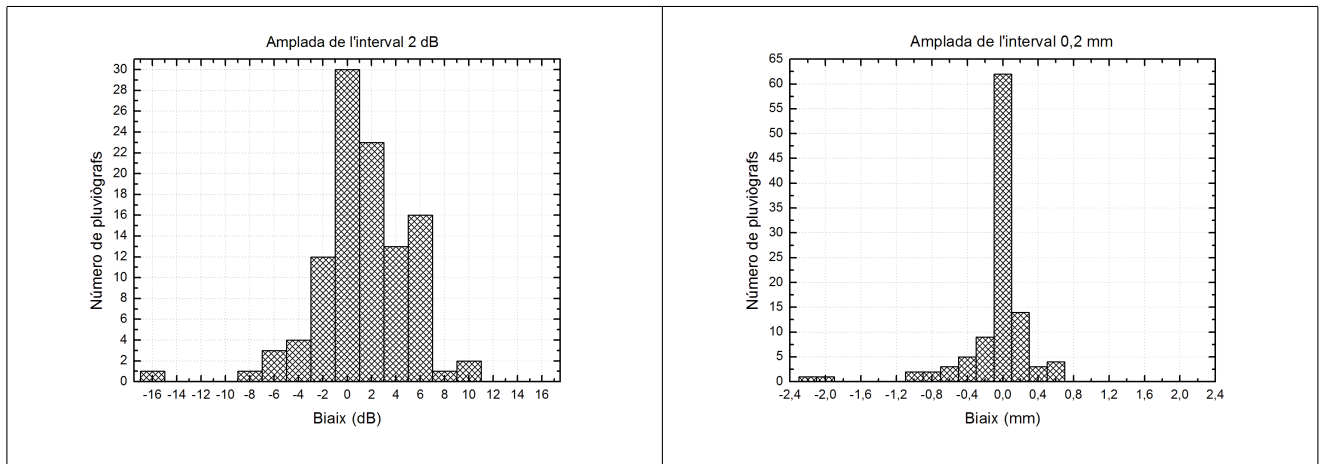


Figura 6.26: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $0,2mm$ (dreta).

En aquesta figura es pot veure que totes dues distribucions estan centrades en 0, sent major el número de pluviògrafs pel biaix en mm . Es pot veure com la distribució corresponent al biaix en dB té tendència a sobreestimar, i la distribució corresponent al biaix en mm té tendència a subestimar.

En la Figura 6.27 es fa la representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ per saber el número d'hores en les que s'ha donat una certa quantitat de pluja.

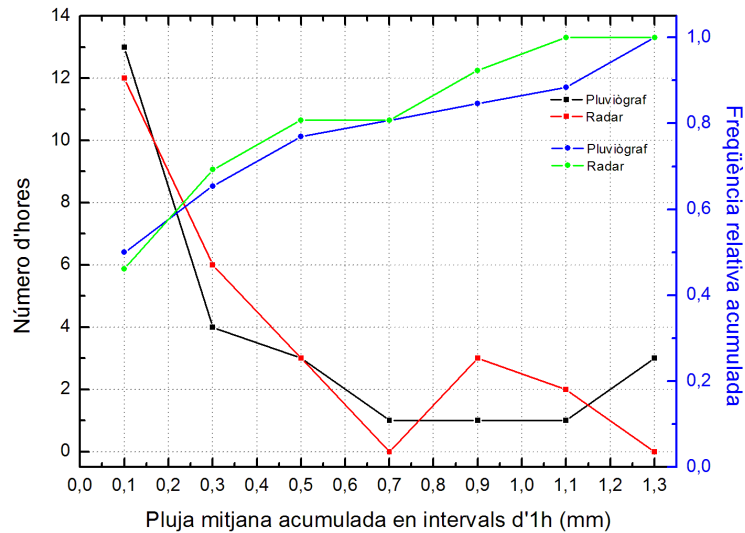


Figura 6.27: Representació de la freqüència de la pluja acumulada en 1h (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada en 1h (eix dret).

En aquesta figura es pot veure com, en la meitat de les dades la pluja acumulada horàriament és inferior a $0,2\text{mm}$. L'altra meitat es distribueix de manera que a intensitats més altes es troben menys hores, generalment.

Diferenciant entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es pot veure que els pluviògrafs enregistren més hores de pluja horària inferior a $0,2\text{mm}$ així com de superior a $1,2\text{mm}$, però és el radar qui estima més hores de pluja horària entre aquests dos valors, generalment. Observant les diferències en la freqüència relativa acumulada es veu com el radar sobreestima mapre acumulacions superiors a $0,2\text{mm}$.

Per avaluar la variabilitat temporal de les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar es representa la pluja mitjana acumulada en 1h tant pel radar com pels pluviògrafs, i la pluja màxima acumulada en 1h pels pluviògrafs junt amb la corresponent estimada pel radar en funció del temps, així com el biaix en dB, el biaix en mm i el RMSE en funció del temps (Figura 6.28).

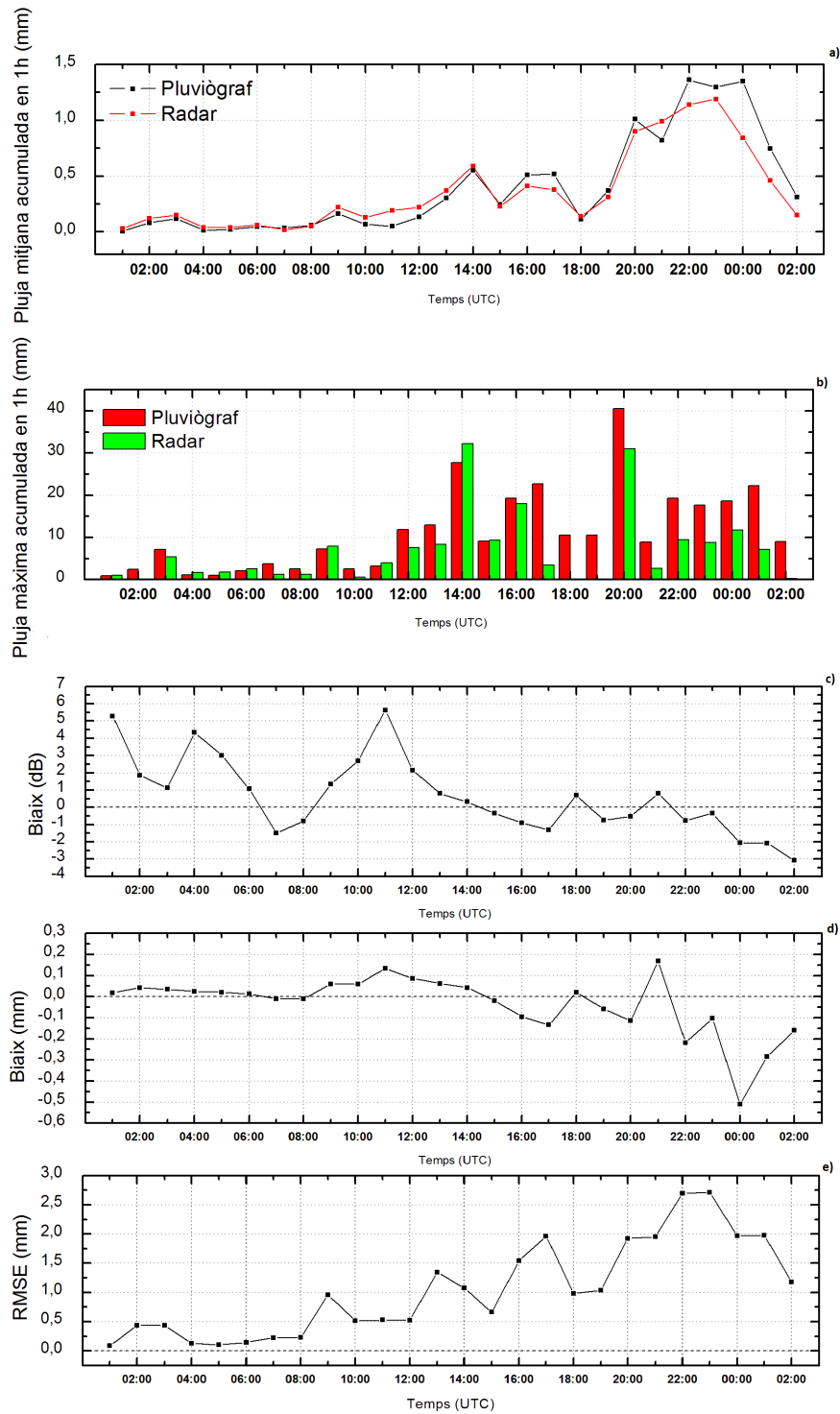


Figura 6.28: Representació de: a) pluja mitjana acumulada en 1h tant pel radar com pels pluviògrafs en funció del temps, b) pluja màxima acumulada en 1h pels pluviògrafs junt amb corresponent estimada pel radar en funció del temps, c) biaix en dB en funció del temps, d) evolució temporal del biaix en mm i e) evolució temporal del RMSE.

A partir de l'evolució temporal de la pluja mitjana acumulada en 1h es veu com, inicialment, no hi ha gairebé pluja, augmentant progressivament de les 08:00 UTC fins a les 00:00 UTC. A partir de les 00:00 UTC la pluja mitjana anirà disminuint poc a poc la intensitat. Aquesta evolució també es veu en els màxims de pluja horària.

En la Figura 6.28 també es pot distingir entre la pluja enregistrada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar; s'observa com gairebé no hi han diferències entre el que mesuren els pluviògrafs i el que estima el radar, mostrant així el bon funcionament de l'estimació del radar.

De l'evolució temporal del biaix en dB es pot observar com pren valors grans al principi de l'episodi degut a que la intensitat de pluja és molt petita i que després s'aproxima a 0. El biaix en mm d'altra banda, pren valors popers a 0 la primera part de l'episodi per augmentar en al final.

Observant l'evolució del RMSE es veu com fins a les 08:00 UTC manté uns valors relativament baixos, per augmentar posteriorment fins al final de l'episodi tenint un màxim entre les 22:00 i 00:00 UTC.

Tot i parlar d'augmentos d'aquests índex, observant el rang de valors que prenen es veu que en aquest episodi el radar ha fet una molt bona estimació de la pluja.

A la Figura 6.29 es representen els histogrames amb resolucions de $2dB$ i $0,2mm$, en els quals es mostra la distribució de freqüències dels biaixos.

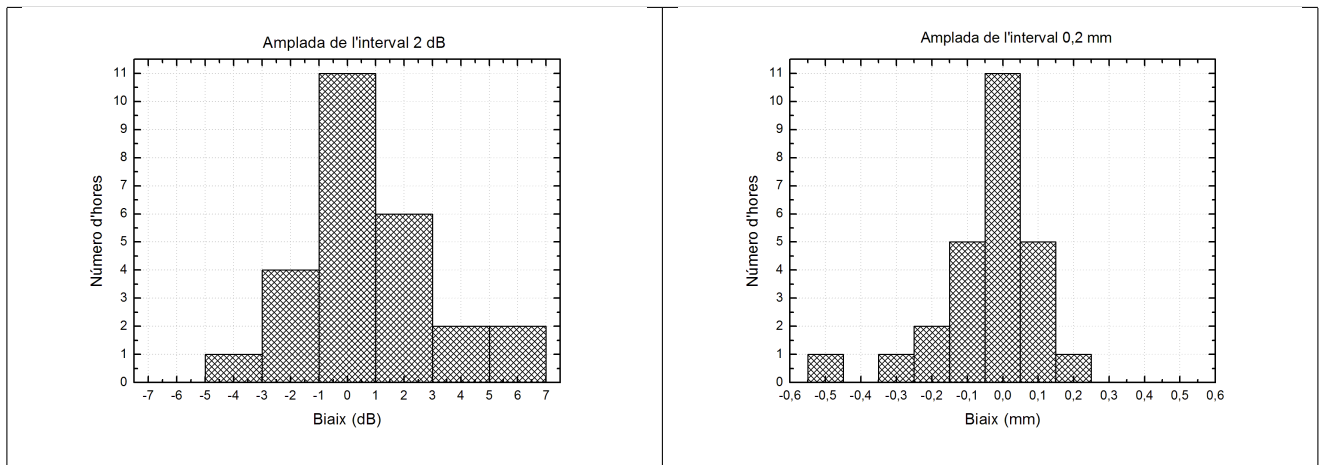


Figura 6.29: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per horàries amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions horàries amb una resolució de $0,2mm$ (dreta).

Es pot veure que aquestes figures estan centrades en 0 amb el mateix número d'hores, però mentre que la distribució del biaix en dB té tendència a sobreestimar, la distribució del biaix en mm té tendència a disminuir.

6.4. Tots els episodis junts

Per tal d'estudiar el funcionament del radar en un període llarg de temps, es consideren les dades dels 7 episodis estudiats, tres dels quals s'han presentat en aquest capítol (i la resta, a l'Annex). Per poder treballar amb tots a la vegada, s'ha treballat amb les acumulacions diàries, separant per tant els episodis de més d'un dia.

Es representa el diagrama de dispersió del conjunt d'episodis en la Figura 6.30

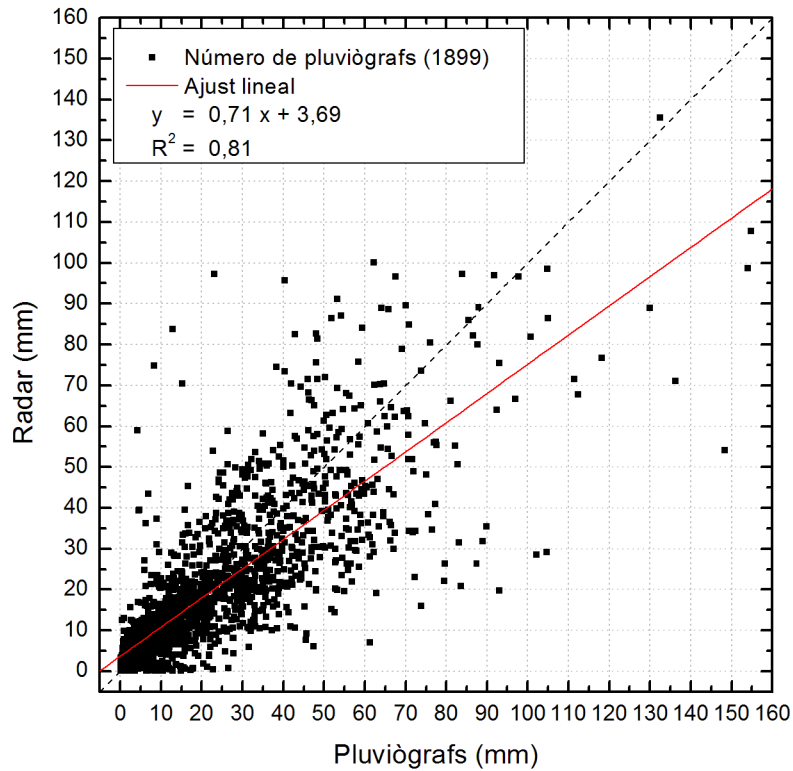


Figura 6.30: Representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada en 24h dels 7 episodis, la línia a traços mostra la diagonal i la línia vermella l'ajust lineal de les dades representades.

A partir de la Figura 6.30 es pot veure com la major part de les dades indiquen pluja inferior a $70mm$, tenint una mesura màxima de $155mm$ aproximadament, tot i que només mesurada pels pluviògrafs sent més petita l'estimada pel radar en aquest punt, uns $110mm$ aproximadament.

La Figura 6.31 representa la quantitat de pluviògrafs que indiquen una certa quantitat de pluja acumulada durant 24h, així com la freqüència relativa de que un pluviògraf enregistri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada durant un dia.

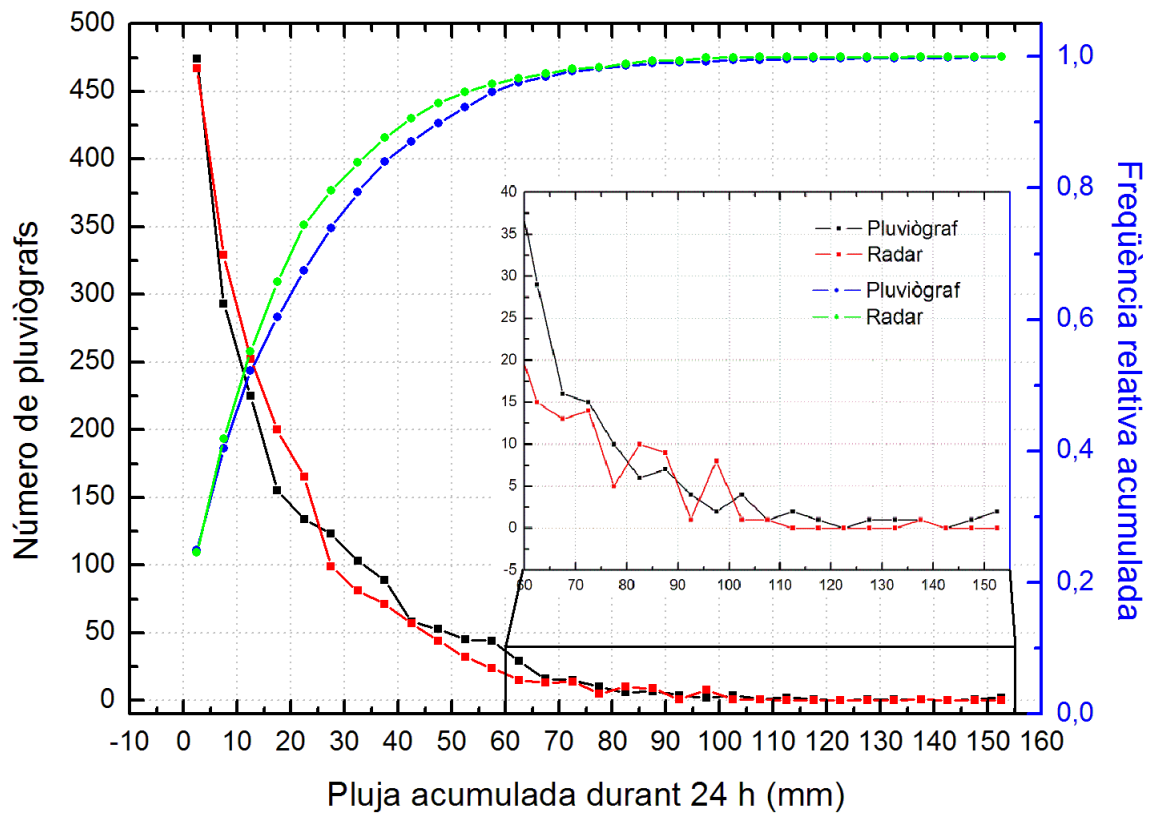


Figura 6.31: Representació de la freqüència de la pluja acumulada durant 24h (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada durant 24h (eix dret).

Així, es pot veure de manera més clara que la major part de punts estudiats indiquen una pluja acumulada durant 24h inferior a 30mm, ja que el nombre de pluviògrafs que enregistren quantitats superiors a aquesta es redueix considerablement. A partir de la freqüència relativa acumulada es veu que la meitat, aproximadament, dels pluviògrafs indiquen com a mínim una quantitat de pluja acumulada de 10mm i que és un 95 % d'aquests els que com a mínim han acumulat 60mm.

A més a més, en aquesta figura, es diferencia entre els resultats dels pluviògrafs i del radar, veient les diferències més grans entre el nombre de pluviògrafs que mesuren una certa quantitat de pluja i el nombre de les corresponents estimacions del radar, entre 10mm i 60mm en 24h. Per la resta d'acumulacions la diferència entre els pluviògrafs i el radar és negligible.

A partir de la freqüència relativa acumulada es pot veure que aquestes diferències entre pluviògrafs i radar indiquen subestimació per part del radar a qualsevol acumulació diària.

Per estudiar les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar, es calcula el biaix en dB , el biaix en mm i el RMSE, per cada pluviògraf i es representa en funció de la distància al radar (Figura 6.32).

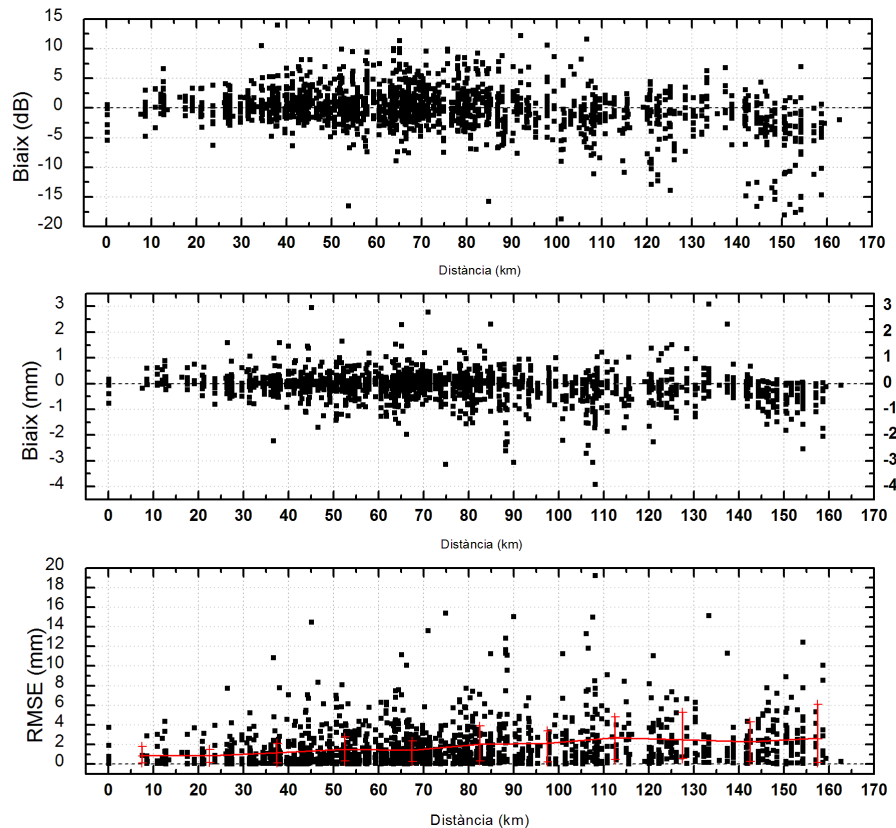


Figura 6.32: Representació del biaix en dB en funció de la distància al radar (superior), biaix en mm en funció de la distància al radar (centre) i RMSE en mm en funció de la distància al radar (inferior). La línia vermella de la figura inferior mostra la tendència dels valors del RMSE i les barres verticals els percentils 15 i 85 d'aquests valors.

En aquesta figura es veu com el biaix en dB indica que fins a 100km de distància al radar aquest té tendència a sobreestimar, mentre que per distàncies superiors té tendència a subestimar. S'observa com el rang de valors que pren és $(-20, 15)dB$, tot i que, la major part estan concentrats en $(-5, 5)dB$.

En el cas del biaix en mm el rang de valors és $(-4, 3)mm$, amb la major part de valors compresos entre -1mm i $0,5\text{mm}$. En aquest cas la tendència general és a subestimar.

En el cas de RMSE es veu un augment progressiu del seu valor a mesura que augmenta la distància al radar. El rang de valors és $(0, 20)mm$ tot i que la major part de valors es concentren entre $(0, 4)mm$. A més a més de la mediana del RMSE s'han representat els percentils 15 i 85 (línies vermelles verticals), a partir de les quals es veu com aquest interval té tendència a augmentar en fer-ho la distància al radar igual que ho fa la mediana.

Aquesta distribució del RMSE en funció de la distància coincideix amb l'augment de l'error en augmentar la distància al radar discutit en l'apartat 3.5.

Es mostren els histogrames de les diferències amb $1dB$ i $0,2mm$ de resolució en la Figura 6.33.

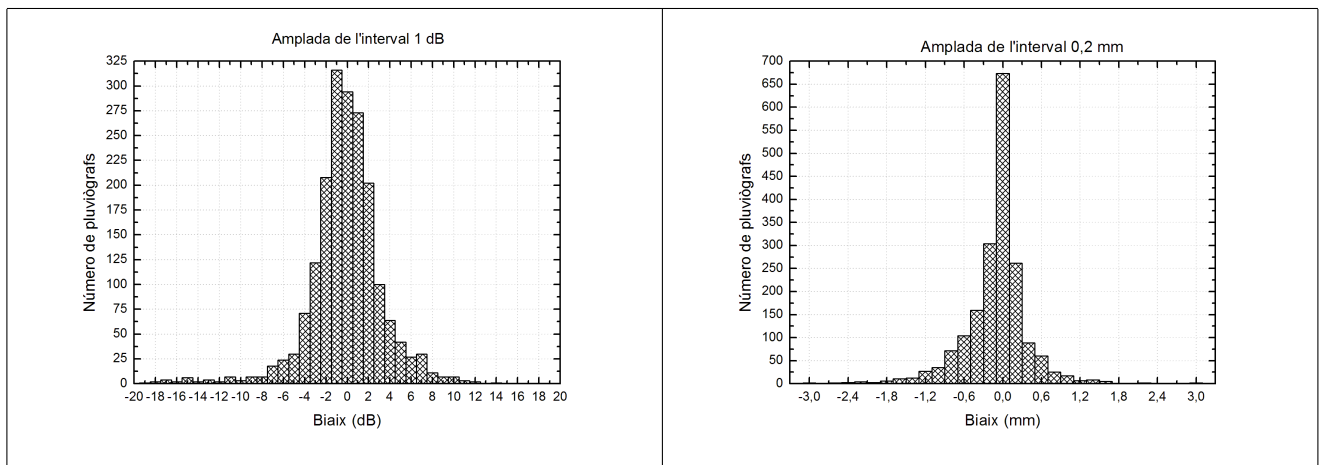


Figura 6.33: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $1dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $0,2mm$ (dreta).

En aquesta figura es pot veure que totes dues distribucions són força simètriques, tot i que la distribució corresponent al biaix en dB no està centrada en $0dB$ sinó en $-1dB$. D'altra banda la distribució del biaix en mm està centrada en 0 .

D'aquestes dues distribucions es veu una lleugera tendència a subestimar la pluja estimada pel radar, però amb estimacions generalment força bones.

Capítol 7

Conclusions

En aquest treball, s'han revisat les fonts d'error de la mesura de la pluja amb radar i com afecten la comparació amb les observacions d'una xarxa de pluviògrafs. S'ha fet un estudi detallat de set episodis, analitzant les acumulacions totals de cada pluviògraf per cada episodi, així com la seva distribució espacial. També s'han analitzat les acumulacions horàries de pluja de cada episodi, veient l'evolució temporal de la pluja i les seves diferències entre les observacions del radar i els pluviògrafs. Per últim s'ha fet una anàlisi del conjunt de tots els episodis.

Les principals fonts d'error en la mesura de la pluja amb radar es poden resumir en set. Els errors lligats a la calibració electrònica que s'ajusten amb recalibracions sistemàtiques i amb blancs de referència. L'atenuació és un problema que no s'acostuma a corregir, perquè les correccions són molt inestables.

Una manera de corregir els errors deguts al bloqueig orogràfic és utilitzant factors de correcció en les zones afectades. Mentre que els errors deguts a la propagació anòmala del feix de radar es fa de la mateixa manera que en el cas del bloqueig orogràfic però és més complex degut a que la propagació anòmala no afecta de forma permanent.

Per corregir els problemes derivats de l'augment de la distància al radar l'estratègia sovint utilitzada és mitjançant el Perfil Vertical de Reflectivitat, així com per corregir els errors deguts a la banda brillant.

Ja per últim, els errors causats per variacions de la relació $Z - R$ es minimitzen separant les àrees de precipitació en funció del tipus de pluja i escollint la relació més adient.

Les acumulacions totals dels episodis escollits tenen els màxims al voltant de 80 mm en 24 hores, tot i que aquests valors només els tenen un parell de pluviògrafs de cada episodi. A partir de la representació de la pluja en funció de la distància es pot veure que la distància on més precipitació hi ha són uns 80 km de distància al radar, tot i que depèn de l'episodi. D'altra banda, es veu com el RMSE màxim sovint es troba entre les distàncies 80 i 130 km, tot i que majoritàriament a 110km, aproximadament, fet que il·lustra els problemes derivats en augmentar la distància al radar.

En estudiar les acumulacions horàries mesurades pels pluviògrafs i estimades pel radar, i la seva evolució temporal, es veu com en la majoria d'episodis les diferències són petites indicant així el bon funcionament de les estimacions amb radar, fet que també queda patent en les distribucions de freqüències tant del biaix en dB com en mm, per acumulacions horàries.

En l'anàlisi del conjunt de tots els episodis s'ha pogut veure com el 90 % de la pluja acumulada de cada episodi és de 60mm, aproximadament, sent el 10 % restant el que conté les majors quantitats de pluja acumulada. Es veu també com el RMSE augmenta amb la distància al radar igual que l'interval entre els percentils 15 i 85. A partir de les distribucions de freqüències dels biaixos en pot veure com en el cas del biaix en mm està centrada a 0mm, tot i que, en el cas del biaix en dB està centrada a -2dB, és a dir, amb una petita tendència a subestimar. Per tant, pel que fa als totals, es pot dir que el radar fa una bona estimació de la pluja tot i que amb una petita subestimació.

Una possible millora de la feina presentada seria analitzar un conjunt més gran d'episodis, així com en més èpoques de l'any i per diferents intensitats acumulades, de manera que es poguessin contrastar les estimacions del radar en cada cas. També es podrien comparar les estimacions del radar d'aquests episodis amb altres radars de Catalunya i veure les diferències entre aquests per un mateix episodi.

Bibliografia

- [1] Atlas i Banks, 1951: «The interpretation of microwave reflections from rainfall», J Meteorol, No. 8, 271-282.
- [2] Atlas i Ulbrich, 1977 a Uijlenhoet et al., 2003: «Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation», American Meteorological Society, 43-61.
- [3] Austin, 1987 a Germann et al., 2006: «Radar precipitation measurement in a mountainous regions», Royal Meteorological Society, No. 132, 1669-1692.
- [4] Battan, 1973 a Berenger et al., 2005: «A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans», Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, 1157-1180.
- [5] Bean i Dutton, 1968 a Bech et al., 2007: «Modelling weather radar beam propagation and topographical blockage at northern high latitudes», Royal Meteorological Society, 1191-1204.
- [6] Bech et al., 2003 a Bech et al., 2007: «An observational study of the 7 September 2005 Barcelona tornado outbreak», Natural Hazards and Earth System Sciences, No 7, 129-139.
- [7] Bech et al., 2007: «Modelling weather radar beam propagation and topographical blockage at northern high latitudes», Royal Meteorological Society, 1191-1204.
- [8] Bech et al., 2007: «An observational study of the 7 September 2005 Barcelona tornado outbreak», Natural Hazards and Earth System Sciences, No 7, 129-139.
- [9] Bellon i Kilambi, 1999 a Trapero et al., 2009: «Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia radar network», Atmospheric Research, No 93, 408-418.
- [10] Berenger et al., 2005: «A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans», Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, 1157-1180.

- [11] Brock i Richardson, 2001: «Meteorological Measurement Systems», Oxford University Press.
- [12] Browning, 1978 a Rinehart, 2004: «Radar for meteorologists», Rinehart Publications, Grand Forks.
- [13] Burrows i Attwood, 1949 a Wilson i Brandes, 1979: «Radar Measurement of Rainfall- A summary», American Meteorological Society, Vol.60, No.9, 1048-1058.
- [14] Churchill i Houze Jr., 1984 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [15] Ciach i Krajewski, 1998: «Radar-Rain Comparisons under Observational Uncertainties», American Meteorological Society, 1519-1525.
- [16] Collier, 1989: «Applications of weather radar systems : a guide to uses of radar data in meteorology and hydrology», Chichester, Ellis Horwood, New York.
- [17] Collier, 1996 a Bech et al., 2007: «Modelling weather radar beam propagation and topographical blockage at northern high latitudes», Royal Meteorological Society, 1191-1204.
- [18] Corral et al., 2009: «Advances in radar-based flood warning systems. The EHIMI system and the experience in the Besòs flash-flood pilot basin», Flood Risk Management: research and Practice, 1295-1303.
- [19] Delrieu et al., 1999: «Attenuation in rain for X- and C-band weather radar systems: sensitivity with respect to the drop size distribution», J Appl Meteorol, No. 38, 57-68.
- [20] Fabry et al., 1994: «High resolution rainfall measurements by radar for very small basins: the sampling problem reexamined», J Hydrol, No. 161, 415-428.
- [21] Fabry i Zawadzki, 1995 an Franco et al., 2006: «Improvements in weather radar rain rate estimates using a method for identifying the vertical profile of reflectivity from volume radar scans», Meteorologische Zeitschrift, Vol. 15, No.5, 521-536.
- [22] Franco, 2006: «Improvements in weather radar rain rate estimates using a method for identifying the vertical profile of reflectivity from volume radar scans», Meteorologische Zeitschrift, Vol. 15, No.5, 521-536.
- [23] Galli, 1984 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [24] Germann et al., 2006: «Radar precipitation measurement in a mountainous regions», Royal Meteorological Society, No. 132, 1669-1692.

- [25] Houze, 1993 a Uijlenhoet et al., 2003: «Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation», American Meteorological Society, 43-61.
- [26] Houze, 1997 a Franco et al., 2006: «Improvements in weather radar rain rate estimates using a method for identifying the vertical profile of reflectivity from volume radar scans», Meteorologische Zeitschrift, Vol. 15, No.5, 521-536.
- [27] Huff, 1971 a Wilson i Brandes, 1979: «Radar Measurement of Rainfall- A summary», American Meteorological Society, Vol.60, No.9, 1048-1058.
- [28] Jones, 1956 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [29] Joss i Lee, 1993 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [30] Joss i Waldvogel, 1970 a Zawadzki, 1984: «Factors Affecting the precision of radar Measurements of Rain», Meteorological Society, 251-256.
- [31] Joss i Waldvogel, 1990 a Franco et al., 2006: «Improvements in weather radar rain rate estimates using a method for identifying the vertical profile of reflectivity from volume radar scans», Meteorologische Zeitschrift, Vol. 15, No.5, 521-536.
- [32] Joss i Zawadzki, 1997 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [33] Lee et al., 1995 a Berenger et al., 2005: «A Fuzzy Logic Technique for Identifying Non-precipitating Echoes in Radar Scans», Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, 1157-1180.
- [34] Linsley i Kohler, 1951 a Wilson i Brandes, 1979: «Radar Measurement of Rainfall- A summary», American Meteorological Society, Vol.60, No.9, 1048-1058.
- [35] Marshall i Palmer, 1948 a Trapero et al., 2009: «Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia radar network», Atmospheric Research, No 93, 408-418.
- [36] McGuinness, 1963 a Wilson i Brandes, 1979: «Radar Measurement of Rainfall- A summary», American Meteorological Society, Vol.60, No.9, 1048-1058.
- [37] Meneghini i Nakamura, 1990 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [38] Meneghini et al., 1983 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.

- [39] Mie, 1908 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [40] Nicks, 1966 a Wilson i Brandes, 1979: «Radar Measurement of Rainfall- A summary», American Meteorological Society, Vol.60, No.9, 1048-1058.
- [41] Pellarin et al., 1999 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [42] Pratte et al., 1993 a Berenger et al., 2005: «A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans», Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, 1157-1180.
- [43] Pratte et al., 1997 a Berenger et al., 2005: «A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans», Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, 1157-1180.
- [44] Rinehart, 2004: «Radar for meteorologists», Rinehart Publications, Grand Forks.
- [45] Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [46] Seklon i Srivastava, 1970 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [47] Steiner et al., 1995 a Uijlenhoet et al., 2003: «Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation», American Meteorological Society, 43-61.
- [48] Steiner i Smith, 1997 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [49] Steiner i Smith, 1999 a Berenger et al., 2005: «A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans», Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, 1157-1180.
- [50] Steiner i Smith, 2002 a Berenger et al., 2005: «A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans», Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, 1157-1180.
- [51] Trapero et al., 2009: «Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia radar network», Atmospheric Research, No 93, 408-418.
- [52] Uijlenhoet et al., 2003: «Variability of Raindrop Size Distributions in a Squall Line and Implications for Radar Rainfall Estimation», American Meteorological Society, 43-61.

- [53] VanAndel i Kessinger, 1999 a Sanchez-Diezma, 2001: «Optimización de la medida de lluvia por radar meteorológico para su aplicación hidrológica», Tesis doctoral.
- [54] Vignal et al.,1999 a Franco et al., 2006: «Improvements in weather radar rain rate estimates using a method for identifying the vertical profile of reflectivity from volume radar scans», Meteorologische Zeitschrift, Vol. 15, No.5, 521-536.
- [55] Weber et al., 1993 a Berenger et al., 2005: «A Fuzzy Logic Technique for Identifying Nonprecipitating Echoes in Radar Scans», Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, Vol. 23, 1157-1180.
- [56] Wilson, 1975a a Wilson i Brandes, 1979: «Radar Measurement of Rainfall- A summary», American Meteorological Society, Vol.60, No.9, 1048-1058.
- [57] Wilson i Brandes, 1979: «Radar Measurement of Rainfall- A summary», American Meteorological Society, Vol.60, No.9, 1048-1058.
- [58] Woodley et al., 1975 a Wilson i Brandes, 1979: «Radar Measurement of Rainfall- A summary», American Meteorological Society, Vol.60, No.9, 1048-1058.
- [59] Zawadzki, 1975 a Ciach i Krajewski, 1998: «Radar-Rain Comparisons under Observational Uncertainties», American Meteorological Society, 1519-1525.
- [60] Zawadzki, 1984: «Factors Affecting the precision of radar Measurements of Rain», Meteorological Society, 251-256.
- [61] <http://www.radartutorial.eu>
- [62] <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>
- [63] <http://ea4nz.ure.es/tropo/figura2.jpg>

Annex A

10 d'Octubre del 2010

La situació sinòptica d'aquest episodi (Figura A.1), el qual consta de 4 dies, parteix d'un centre de baixes pressions superficials i un solc a 500hPa que evoluciona fins a formar una depressió aïllada en alçada que es mou cap a l'Est de la Península Ibèrica, generant forts vents de l'Est a Catalunya i advecció d'aire humit.

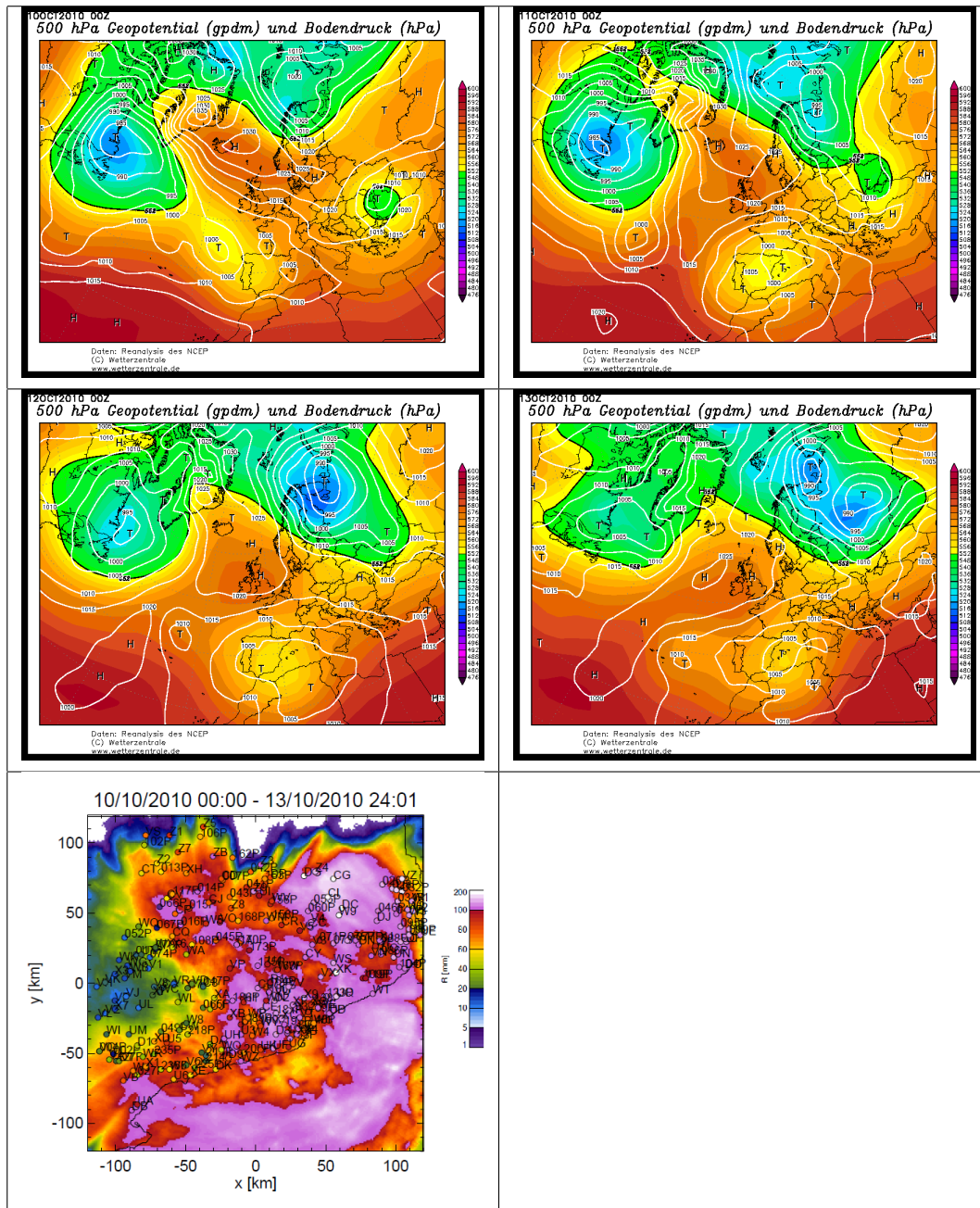


Figura A.1: Representació de la situació sinòptica, per cada dia de que consta l'episodi, a les 00 UTZ. Les línies blanques indiquen la pressió superficial, mentre que els contorns de colors el geopotencial a 500hPa. Representació del mapa de la pluja acumulada estimada pel radar, on s'ha superposat les mesures d'acumulació dels pluviògrafs (dreta). Font: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html> .

Aquesta situació sinòptica genera un episodi de pluja de quatre dies que dona com a resultat el camp de pluja representat en la figura anterior. En aquesta figura es pot veure com la part més afectada és el Nord-Est de Catalunya.

Observant les acumulacions dels pluviògrafs representats, es veu que no hi han gaires diferències amb el camp de precipitació, i que les que hi han es troben als Pirineus.

Es representa el diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant l'episodi a la Figura A.2. S'ha de tenir en compte que aquestes acumulacions són del total dels 4 dies.

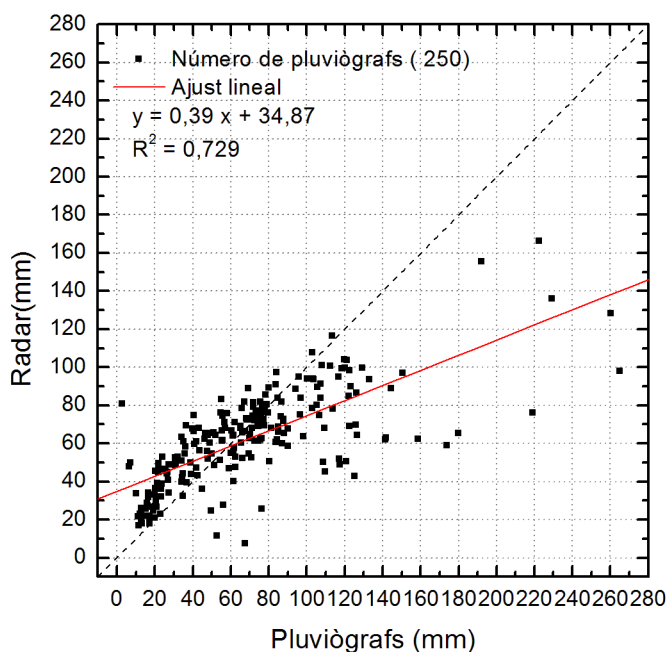


Figura A.2: Representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant tot l'episodi, la línia a traços mostra la diagonal i la línia vermella l'ajust lineal de les dades representades.

A partir de la Figura A.2 es pot veure com la major part de les dades indiquen pluja inferior a 120mm , tenint una mesura màxima de 260mm aproximadament, tot i que només mesurada pels pluviògrafs, sent molt més petita l'estimada pel radar en aquest punt, uns 100mm aproximadament.

Es pot veure que per acumulacions inferiors a 60mm el radar sobreestima ja que la majoria de dades indiquen acumulacions majors segons les estimacions del radar que no mesurades pels

pluviògrafs; mentre que per acumulacions superiors a 60mm és al revés, són els pluviògrafs els que mesuren acumulacions majors que el radar, i, per tant, el radar subestima. Amb el diagrama de dispersió es veu que hi ha pluja en tot l'espai amb acumulacions mínimes de 20mm .

La Figura A.3 representa la quantitat de pluviògrafs que indiquen una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi, així com la freqüència relativa de que un pluviògraf enregistri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi.

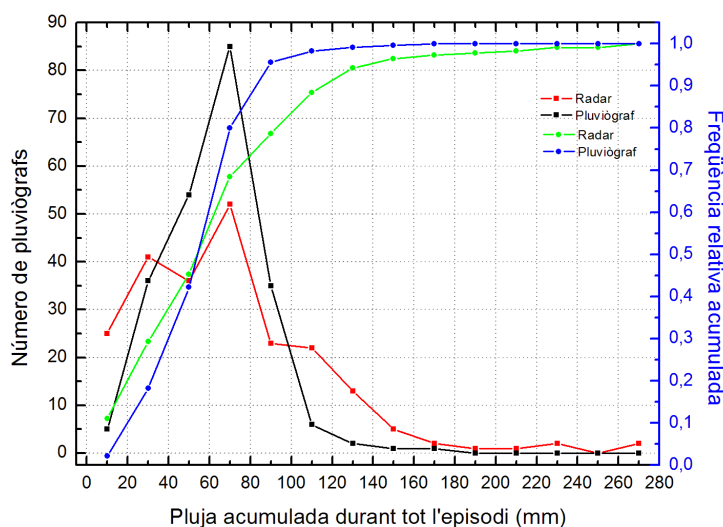


Figura A.3: Representació de la freqüència de la pluja acumulada durant tot l'episodi (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada durant tot l'episodi (eix dret).

Així, es pot veure de manera més clara que la major part de punts estudiats indiquen una pluja acumulada durant tot l'episodi inferior a 120mm . A partir de la freqüència relativa acumulada es veu que la meitat, aproximadament, dels pluviògrafs indiquen com a mínim una quantitat de pluja acumulada de 60mm i que és un 90% d'aquests els que com a mínim han acumulat 110mm .

A més a més, aquesta figura diferencia entre els resultats dels pluviògrafs i del radar, observant la freqüència relativa acumulada, es pot dir que per acumulacions inferiors a 60mm el radar sobreestima mentre que si són superiors subestima.

Per avaluar el comportament de les diferències en els valors indicats de pluja acumulada durant tot l'episodi pels pluviògrafs o pel radar en funció de la distància al radar, es fa la següent representació (Figura A.4):

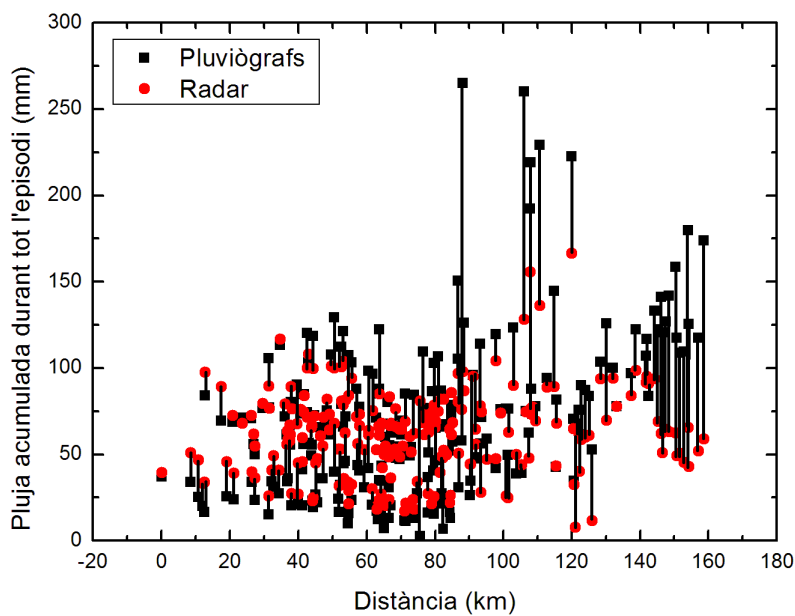


Figura A.4: Representació de la pluja acumulada durant tot l'episodi per cada pluviògraf (negre) i estimada pel radar (vermell) en funció de la distància al radar. Les línies negres uneixen els dos valors de pluja per cada pluviògraf indicant, segons la seva longitud, la diferència entre aquestes mesures.

En la Figura A.4 es pot veure que les acumulacions més grans de pluja estan entre els 80km i 120km de distància al radar, coincidint amb la zona de màximes acumulacions que es mostra en la Figura A.1. També es pot observar com en la majoria de casos són els pluviògrafs els que indiquen valors majors de pluja.

Si s'estudien les línies que uneixen les parelles de valors de pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar, es pot veure com aquestes augmenten de longitud en augmentar la quantitat de pluja acumulada.

Per estudiar de forma més detallada aquestes diferències es calcula el biaix, tant en dB com en mm , i el RMSE per cada pluviògraf i es representa en funció de la distància al radar (Figura A.5).

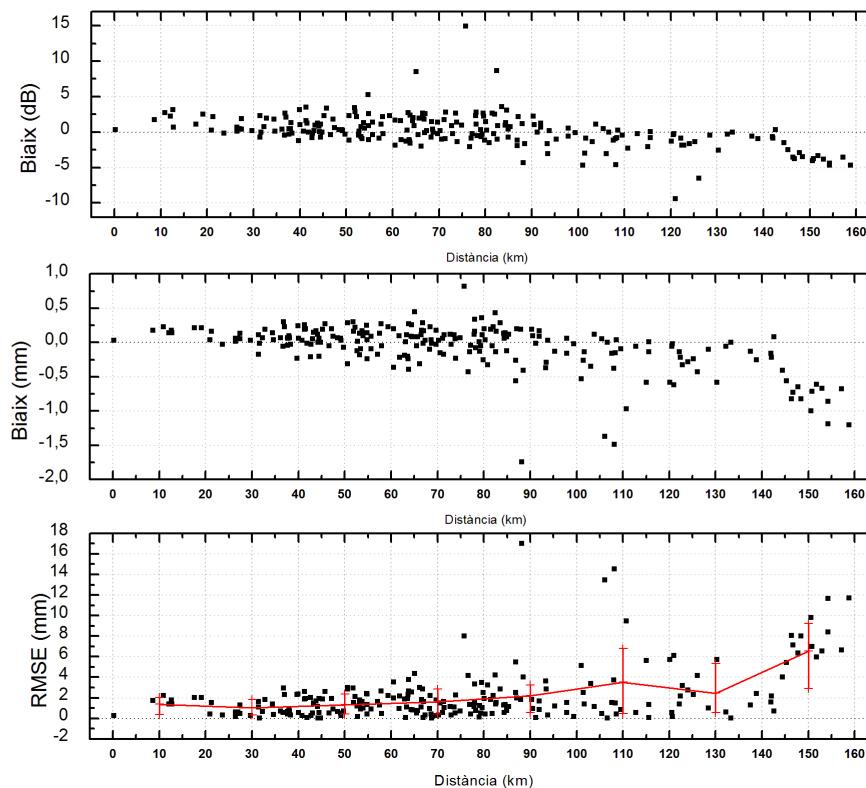


Figura A.5: Representació del biaix en dB en funció de la distància al radar (superior), biaix en mm en funció de la distància al radar (centre) i RMSE en mm en funció de la distància al radar (inferior). La línia vermella de la figura inferior mostra la tendència dels valors del RMSE i les barres verticals els percentils 15 i 85 d'aquests valors.

En aquesta figura es veu com el biaix en dB pren valors positius els primers $30km$, per passar a ser majoritàriament negatius a distàncies superiors a $90km$. Fet que indica que, en el primer tram, el radar sobreestima i en el tram més allunyat del radar subestima. En conjunt, s'observa com el rang de valors que pren és $(-10, 15)dB$, tot i que, la major part estan concentrats en $(-3, 5)dB$.

En el cas del biaix en mm el rang de valors és $(-2, 1)mm$, amb la major part de valors compresos entre $-0, 2mm$ i $0, 5mm$. En aquest cas es segueix la mateixa distribució que en el biaix en dB , sobreestimant en el tram proper al radar i subestimant en el més allunyat. En el cas de RMSE es veu un augment progressiu del seu valor fins a $110km$ de distància al radar, a partir del qual disminueix una mica per tornar a augmentar fins a la màxima distància. El rang de valors és $(0, 16)mm$ tot i que la major part de valors es concentren entre $(0, 4)mm$. A partir dels percentils 15 i 85 es veu que la distància entre ells té tendència a augmentar igual que ho fa la mediana.

En la Figura A.6 es mostren els histogrames amb $2dB$ i $0,4mm$ de resolució.

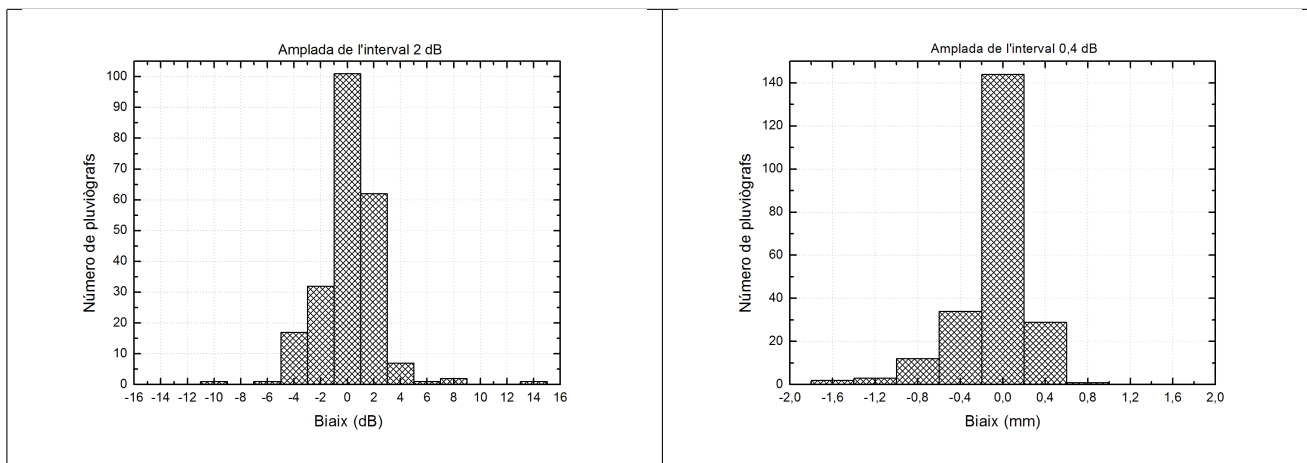


Figura A.6: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $0,4mm$ (dreta).

En aquesta figura es pot veure que totes dues distribucions estan centrades en 0, sent major pel biaix en dB , sense ser completament simètriques ja que tendeixen a subestimar en el cas de mm i a sobreestimar en el cas en dB .

Per tenir una primera idea de quina és la distribució temporal de la pluja acumulada en $1h$ durant l'episodi es fa la representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ per saber el número d'hores en les que s'ha donat una certa quantitat de pluja (Figura A.7).

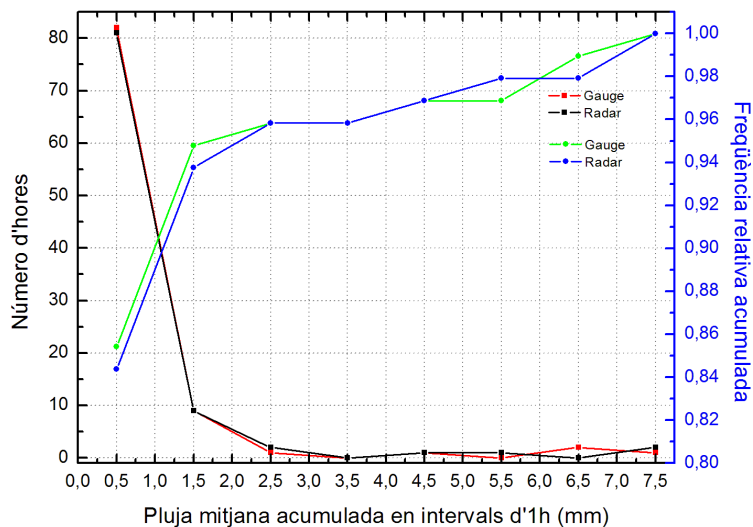


Figura A.7: Representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada en $1h$ (eix dret).

En aquesta figura es pot veure com, principalment, la pluja acumulada horàriament és inferior a $1mm$, a partir de la freqüència relativa acumulada es veu que la probabilitat d'enregistrat com a mínim $1mm$ de pluja en $1h$ és un 90%.

Per tant, segons aquesta distribució, es dedueix que la majoria de temps gairebé no ha plogut amb intensitats altes, tot i que en fer-ho constantment, les acumulacions sí han estat grans.

Diferenciant entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es pot veure que no hi han diferències importants i per tant el radar està estimant bé la pluja mesurada pels pluviògrafs.

En la Figura A.8 es representa la pluja mitjana acumulada en $1h$ tant pel radar com pels pluviògrafs, i la pluja màxima acumulada en $1h$ pels pluviògrafs, el biaix en dB, el biaix en mm i el RMSE en funció del temps.

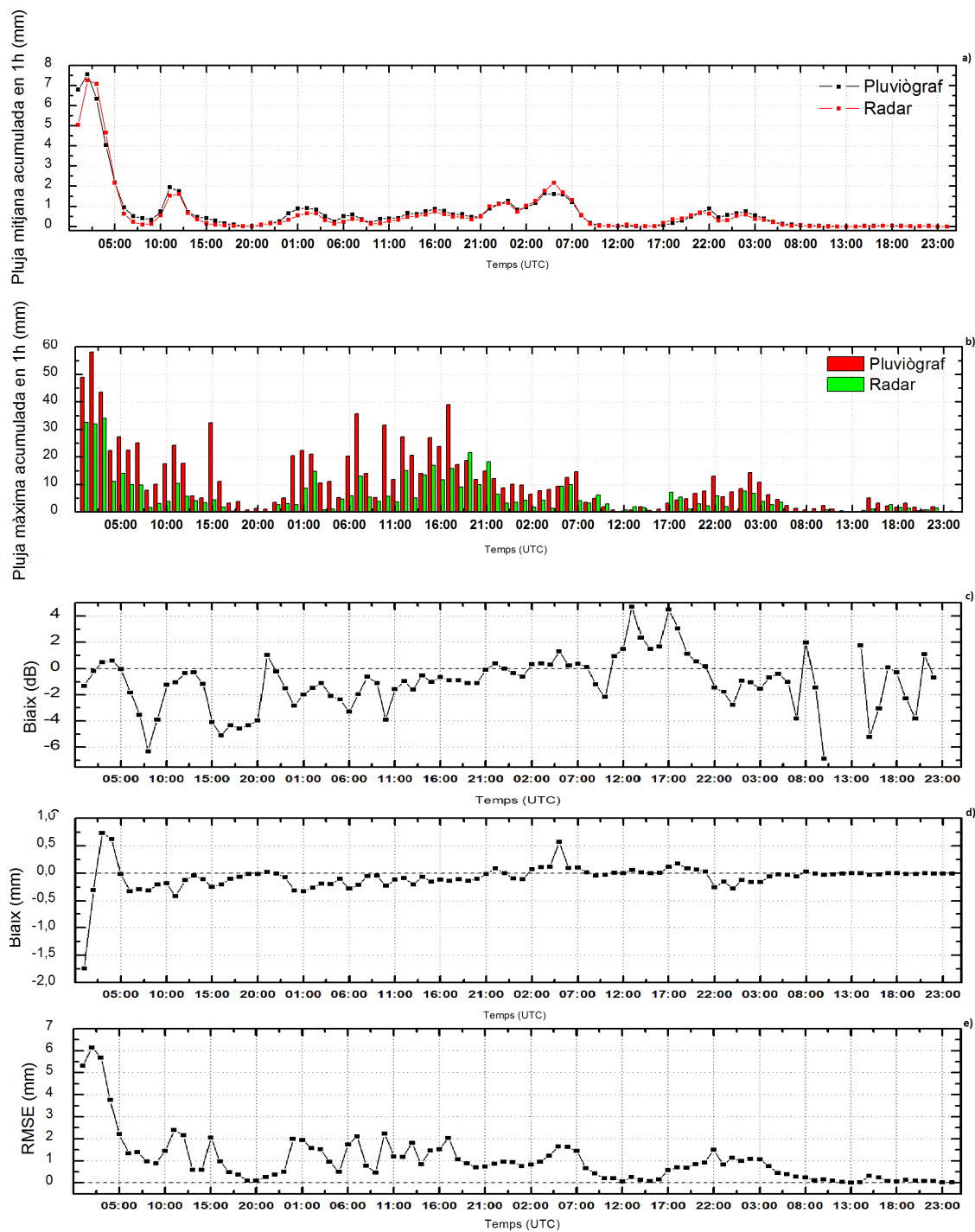


Figura A.8: Representació de: a) pluja mitjana acumulada en 1h tant pel radar com pels pluviògrafs en funció del temps, b) pluja màxima acumulada en 1h pels pluviògrafs junt amb corresponent estimada pel radar en funció del temps, c) biaix en dB en funció del temps, d) evolució temporal del biaix en mm i e) evolució temporal del RMSE.

A partir de l'evolució temporal de la pluja mitjana acumulada en 1h es veu com, inicialment, hi ha grans intensitats de pluja per disminuir ràpidament a les 06:00 UTC del primer dia, sobre les 12:00 UTC d'aquest dia es tornen a donar intensitats altes, però molt més baixes que les produïdes al principi. Durant la resta del primer dia i els tres dies següents la intensitat de pluja va oscil·lant entre $0mm$ i $2mm$ cada hora, per fer-se nul·la a partir de les 08:00 UTC de l'últim dia. Aquesta evolució també es veu en els màxims de pluja horària, tot i que les intensitats enregistrades varien respecte a la pluja mitjana acumulada en 1h. Es poden distingir tres períodes temporals amb intensitats de pluja importants, a les 01:00 UTC del primer dia s'enregistren gairebé $60mm$ en una hora per un pluviògraf, la intensitat disminueix fins a tornar a augmentar a les 06:00 UTC del segon dia, on fins a les 16:00 UTC d'aquest, es mesuren intensitats al voltant dels $35mm$ per hora, tornant a disminuir fins a les 22:00 del tercer dia en que hi ha un període d'intensitats més baixes, uns $10mm$ cada hora fins a les 03:00 UTC del darrer dia, a partir del qual la intensitat de pluja és gairebé nul·la.

En la Figura A.8 també es pot distingir entre la pluja enregistrada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar; de manera que es pot apreciar que durant tot l'episodi el radar estima molt bé la pluja mesurada pels pluviògrafs.

De l'evolució temporal del biaix en dB es pot observar com el rang de valors és $(-7, 6)dB$, sent majoritàriament 0 en els intervals de pluja no negligible.

En la representació del biaix en mm, s'observa com pren valors entre $-2mm$ i $1mm$, tot i que la major part del temps el radar és gairebé 0.

Observant l'evolució del RMSE es veu que pren valors entre $0mm$ i $7mm$, estan compres majoritàriament entre $0mm$ i $2mm$. Aquests valors són foça petits i per tant el radar fa una bona estimació de la pluja mesurada pels pluviògrafs.

A la Figura A.9 es representen els histogrames amb resolucions de $1dB$ i $0,3mm$, en els quals es mostra la distribució de freqüències dels biaixos.

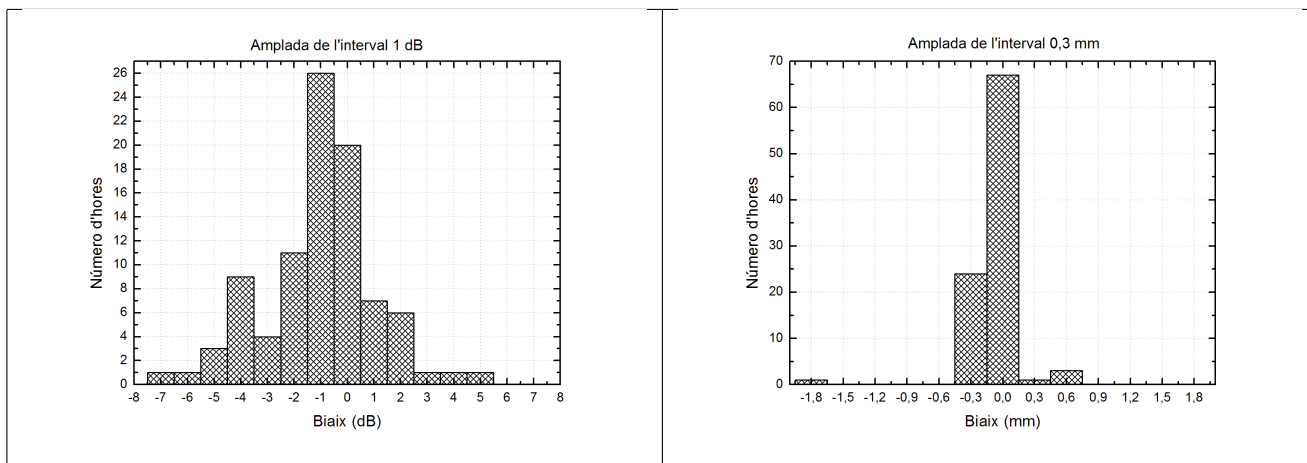


Figura A.9: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions horàries amb una resolució de $1dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions horàries amb una resolució de $0,3mm$ (dreta).

En aquestes figures es pot veure clarament que no són simètriques i que només la distribució de freqüències del biaix en mm està centrada en 0 , mentre que la distribució de freqüències del biaix en dB està centrada en $-1dB$. Totes dues distribucions tenen tendència a subestimar tot i que a valors petits.

Annex B

27 d'Octubre del 2011

La situació sinòptica d'aquest episodi (Figura B.1) consisteix en un centre de baixes pressions superficials i un solc a 500 hPa situat al Nord-Est de la Península Ibèrica, que provoca forts vents del Sud-Oest a Catalunya i advecció d'aire humit.

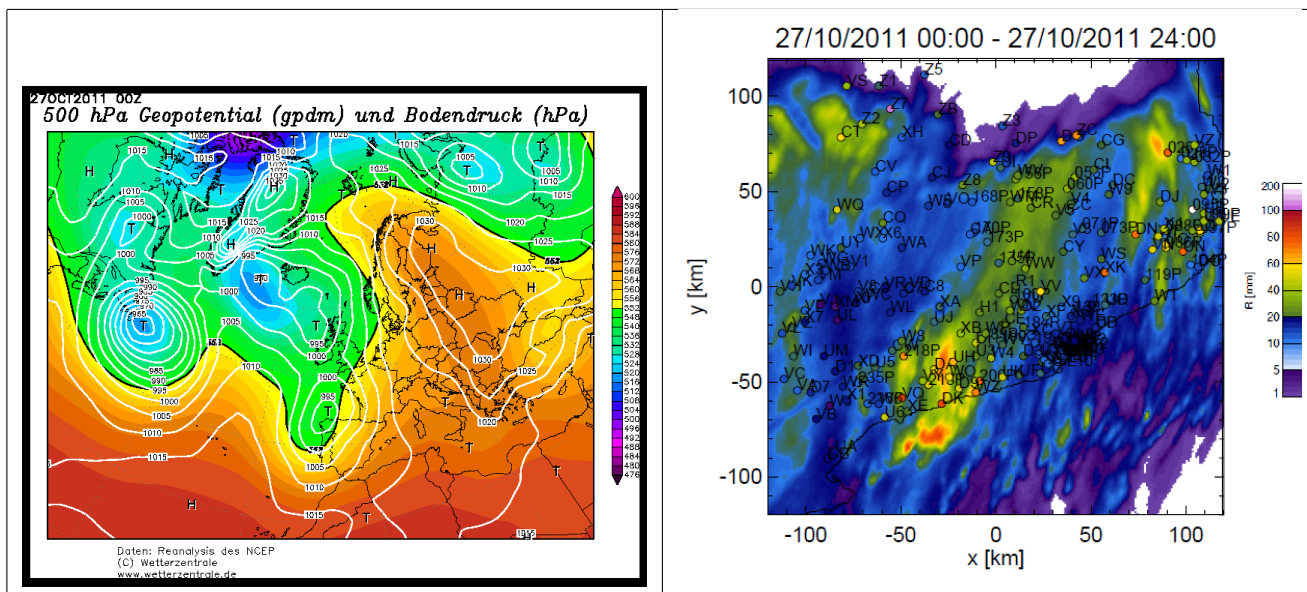


Figura B.1: Representació de la situació sinòptica, per cada dia de que consta l'episodi, a les 00 UTZ. Les línies blanques indiquen la pressió superficial, mentre que els contorns de colors el geopotencial a 500hPa. Representació del mapa de la pluja acumulada estimada pel radar, on s'ha superposat les mesures d'acumulació dels pluviògrafs (dreta). Font: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html> .

Aquesta situació sinòptica genera un episodi de pluja que dona com a resultat el camp de pluja representat en la figura anterior.

Observant les acumulacions dels pluviògrafs representats, es veu que les diferències importants es troben en alguns punts del Pirineu i del Prelitoral.

Es comença representant el diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant l'episodi (Figura B.2).

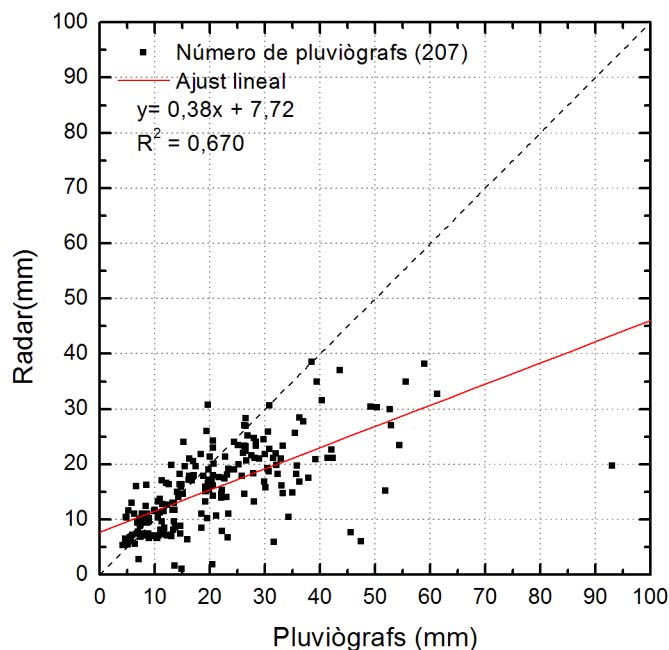


Figura B.2: Representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant l'episodi, la línia a traços mostra la diagonal i la línia vermella l'ajust lineal de les dades representades.

A partir de la Figura B.2 es pot veure com la major part de les dades indiquen pluja acumulada inferior a 35mm , tenint una mesura màxima de 95mm aproximadament, tot i que només mesurada pels pluviògrafs sent molt més petita l'estimada pel radar en aquest punt, 20mm aproximadament. La següent mesura més gran és de 60mm segons els pluviògrafs i amb una estimació del radar de 35mm .

La Figura B.3 representa la quantitat de pluviògrafs que indiquen una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi, així com la freqüència relativa de que un pluviògraf enregistri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada durant l'episodi.

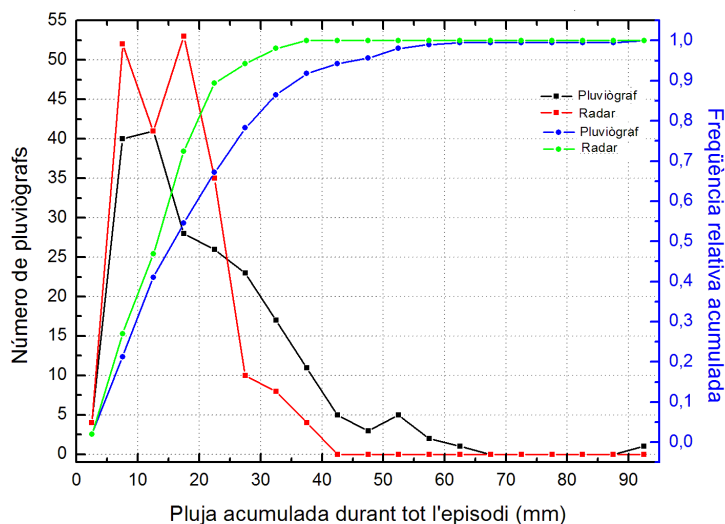


Figura B.3: Representació de la freqüència de la pluja acumulada durant tot l'episodi (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada durant tot l'episodi (eix dret).

Així, es pot veure que la major part de punts estudiats indiquen una pluja acumulada durant l'episodi inferior a 30mm . A partir de la freqüència relativa acumulada s'observa que més de la meitat dels pluviògrafs indiquen com a mínim una quantitat de pluja acumulada de 20mm .

A més a més en diferenciar entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es pot veure, a partir de la freqüència relativa acumulada, que el radar subestima la pluja mesurada pels pluviògrafs.

Per avaluar el comportament de les diferències en els valors indicats de pluja acumulada durant tot l'episodi pels pluviògrafs o pel radar en funció de la distància al radar, es fa la següent representació (Figura B.4):

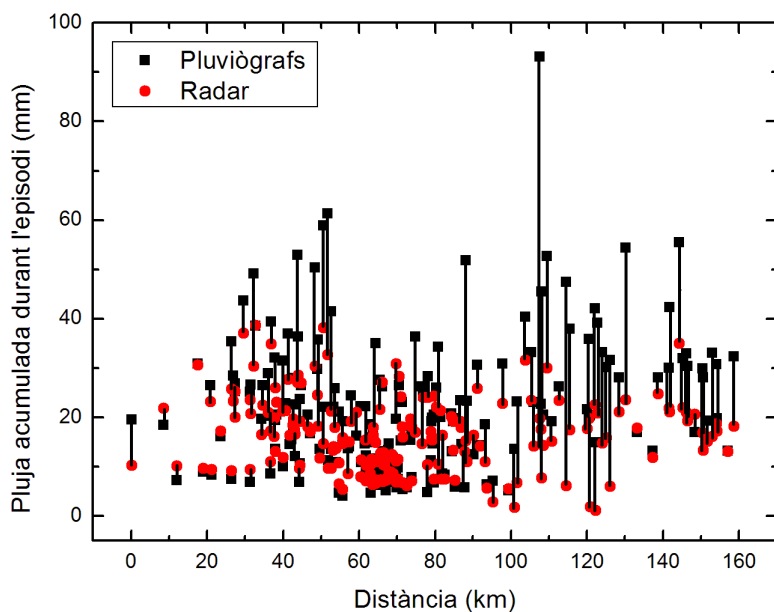


Figura B.4: Representació de la pluja acumulada durant tot l'episodi per cada pluviògraf (negre) i estimada pel radar (vermell) en funció de la distància al radar. Les línies negres uneixen els dos valors de pluja per cada pluviògraf indicant, segons la seva longitud, la diferència entre aquestes mesures.

En la Figura B.4 es pot veure com la pluja està compresa entre 40mm i 10mm , a excepció de dues zones, $(30, 50)\text{km}$ i $(90, 150)\text{km}$, en que s'obtenen fins a 60mm d'acumulació. Sobresurt sobre la resta una mesura de radar a uns 110km de distància de 95mm d'acumulació durant l'episodi.

Estudiant les línies que uneixen les parelles de valors, es pot veure com les diferències augmenten en augmentar la quantitat de la pluja acumulada durant l'episodi.

D'aquesta figura també es veu que són els pluviògrafs els que més quantitat de pluja mesuren, i per tant, mostra com el radar està subestimant la pluja mesurada pels pluviògrafs.

Per estudiar de forma més detallada aquestes diferències es calcula el biaix en dB , el biaix en mm i el RMSE per cada pluviògraf i es representa en funció de la distància al radar (Figura B.5).

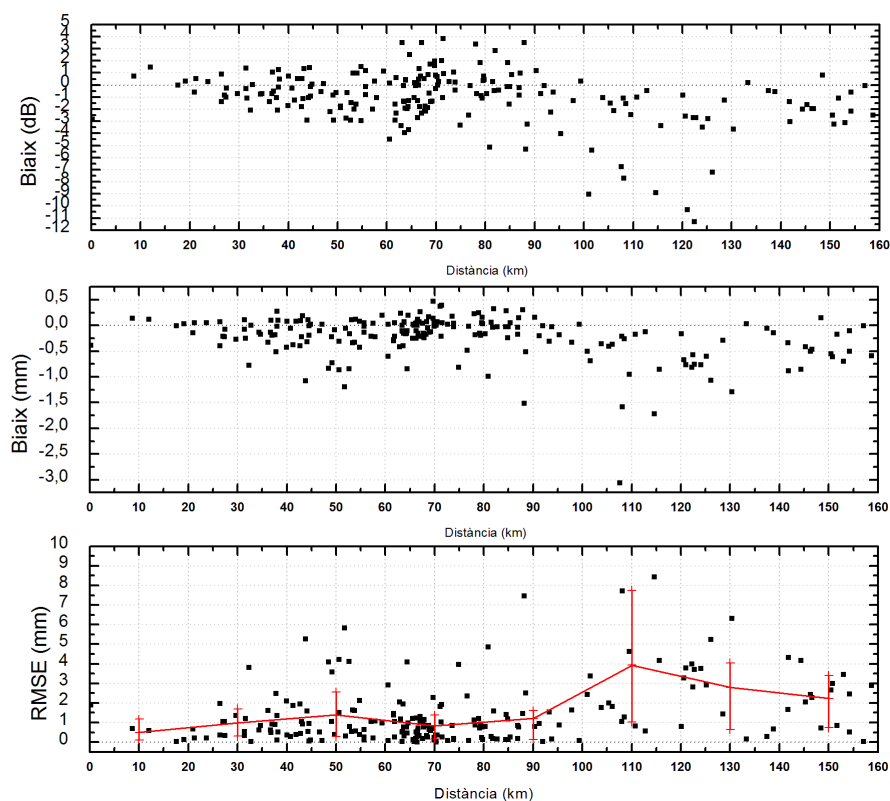


Figura B.5: Representació del biaix en dB en funció de la distància al radar (superior), biaix en mm en funció de la distància al radar (centre) i RMSE en mm en funció de la distància al radar (inferior). La línia vermella de la figura inferior mostra la tendència dels valors del RMSE i les barres verticals els percentils 15 i 85 d'aquests valors.

En aquesta figura es veu com el rang de valors que pren el biaix en dB és $(-12, 5)dB$, tot i que la major part estan entre $(-4, 2)dB$.

En el cas del biaix en mm la majoria de valors es troben entre $-0,5 mm$ i $0,5 mm$.

En aquests dos casos, es veu com el radar està subestimant la pluja mesurada pels pluviògrafs.

En el cas de RMSE es veu que augmenta fins a $4mm$ de mediana i a $110km$ de distància al radar, a partir de la qual disminueix. El mateix comportament es veu entre els percentils 15 i 85.

Es mostren els histogrames amb $1dB$ i $0,2mm$ de resolució en la Figura B.6.

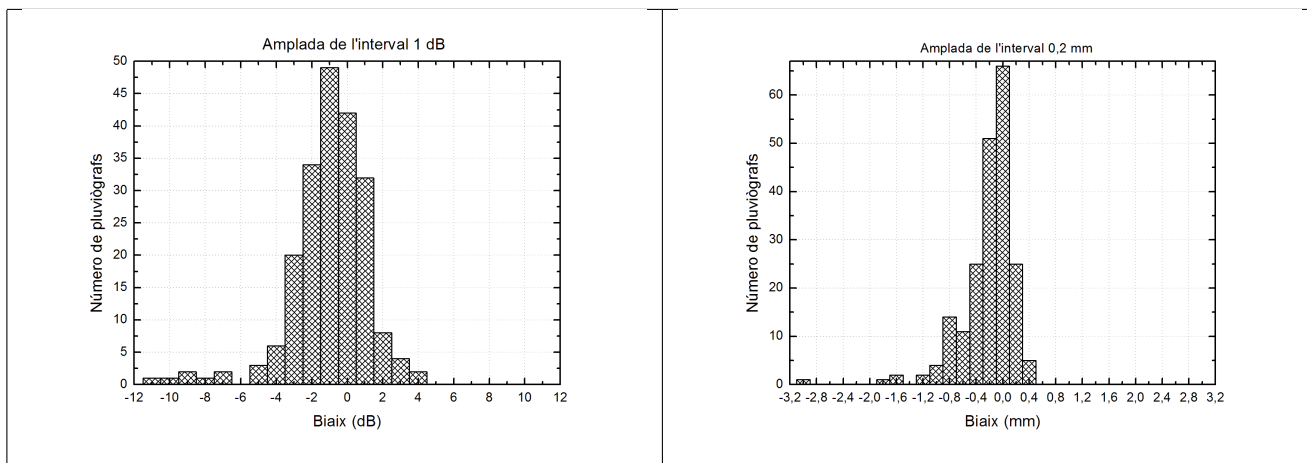


Figura B.6: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $1dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $0,2mm$ (dreta).

En aquesta figura es pot veure que totes dues distribucions tendeixen a subestimar. En el cas del biaix en dB , es veu que està centrat en $-2dB$, mentre que el biaix en mm està centrat en $0mm$.

Per tenir una primera idea de quina és la distribució temporal de la pluja acumulada en $1h$ durant l'episodi es fa la representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ (Figura B.7).

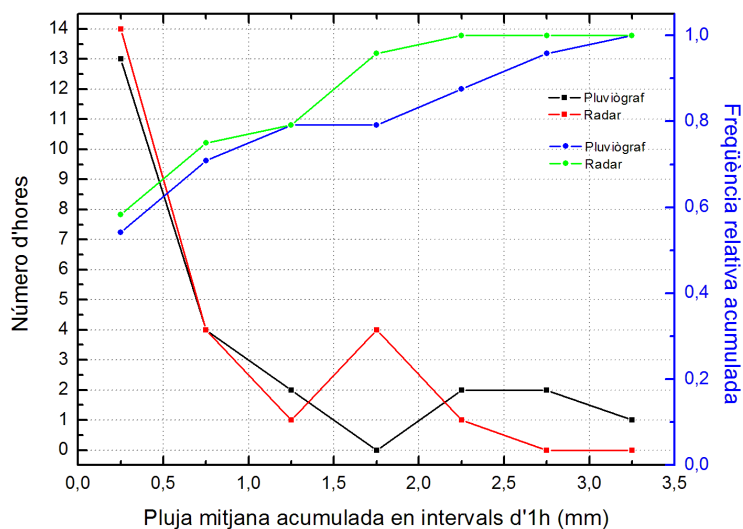


Figura B.7: Representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada en $1h$ (eix dret).

En aquesta figura es pot veure com, principalment, la pluja acumulada horàriament és inferior a $1mm$ i, a partir de la freqüència relativa acumulada es pot dir que és el 70 %.

Observant les diferències en la freqüència relativa acumulada entre els pluviògrafs i el radar, es veu com la probabilitat d'enregistrar una certa intensitat de pluja és superior pel radar que pels pluviògrafs, generalment, i per tant que el radar subestima la pluja horària mesurada pels pluviògrafs.

En la Figura B.8 es representa la pluja mitjana acumulada en $1h$ tant pel radar com pels pluviògrafs, i la pluja màxima acumulada en $1h$ pels pluviògrafs, el biaix en dB, el biaix en mm i el RMSE en funció del temps.

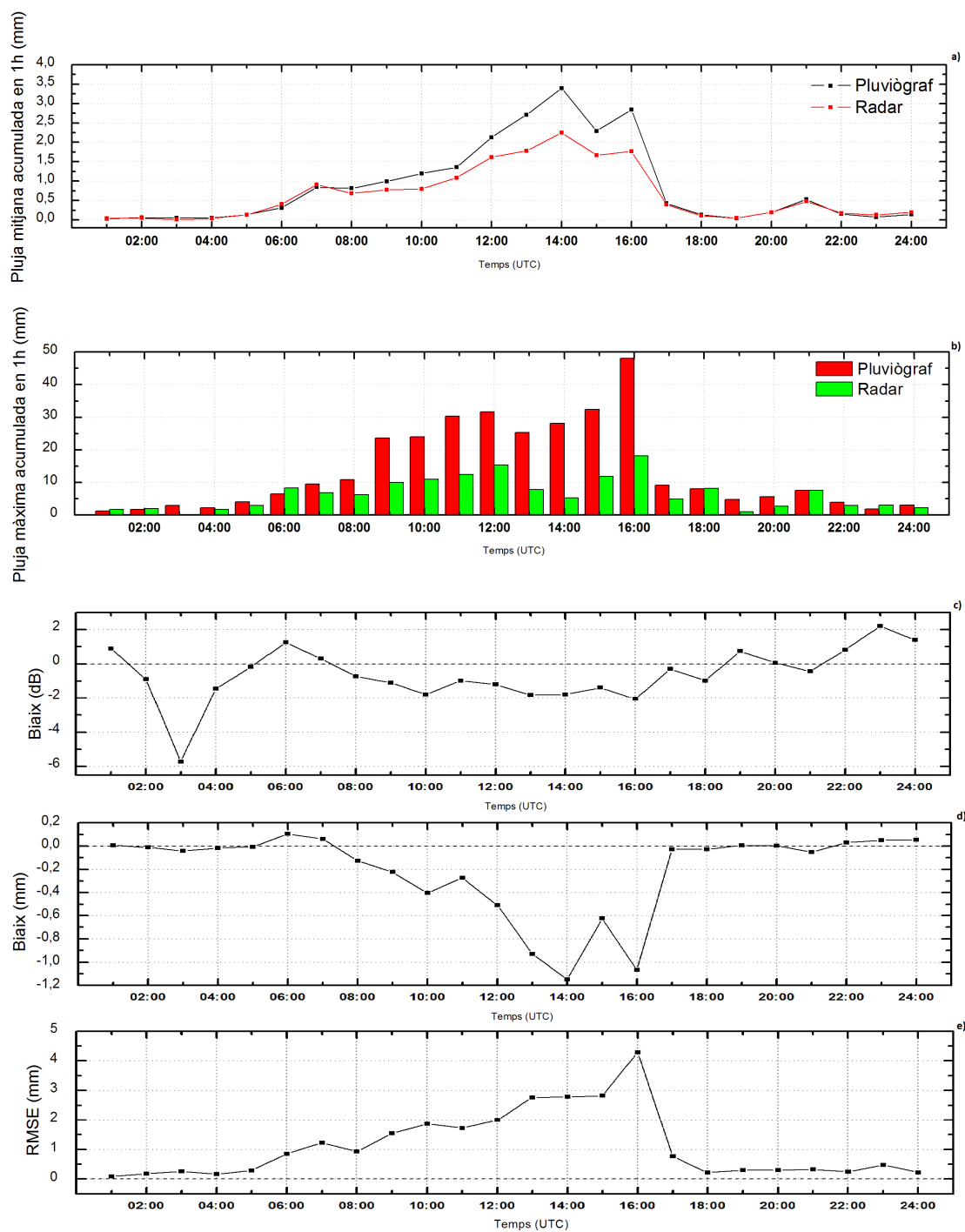


Figura B.8: Representació de: a) pluja mitjana acumulada en 1h tant pel radar com pels pluviògrafs en funció del temps, b) pluja màxima acumulada en 1h pels pluviògrafs junt amb corresponent estimada pel radar en funció del temps, c) biaix en dB en funció del temps, d) evolució temporal del biaix en mm i e) evolució temporal del RMSE.

A partir de l'evolució temporal de la pluja mitjana acumulada en 1h es veu com, la pluja es concentra bàsicament entre les 06:00 UTC i les 18:00 UTC, sent màxima a les 14:00 UTC. Aquesta evolució també es veu en els màxims de pluja horària.

En la Figura B.8 es pot distingir entre la pluja enregistrada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar; de manera que es pot apreciar que el radar està subestimant la pluja durant tot l'episodi tant en l'evolució de la pluja mitjana acumulada en 1h com en l'evolució de la pluja màxima enregistrada en 1h.

De l'evolució temporal del biaix en dB es pot observar com el rang de valors és $(-6, 2)dB$, estan entre $(-2, 0)dB$ en els intervals de pluja no negligible.

En la representació del biaix en mm, s'observa com pren valors entre -1,2mm i 0,2mm. Tant el biaix en dB com en mm, indiquen una subestimació del radar.

Observant l'evolució del RMSE es veu que pren valors entre 0mm i 5mm.

A la Figura B.9 es representen els histogrames de les diferències amb resolucions de $2dB$ i $0,2mm$, en els quals es mostra la distribució de freqüències dels biaixos.

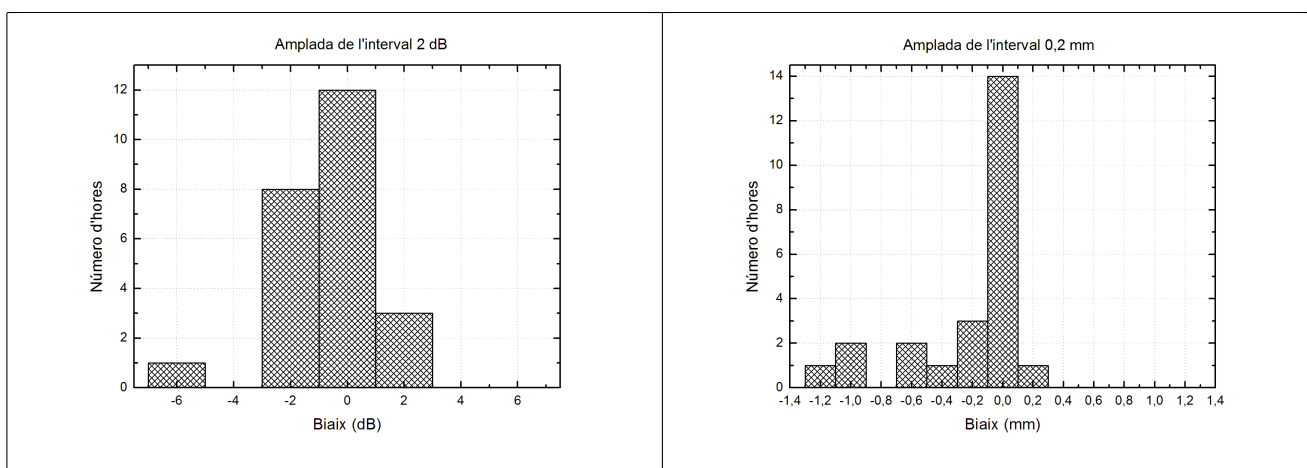


Figura B.9: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions horàries amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions horàries amb una resolució de $0,2mm$ (dreta). Font: Pròpia.

En aquestes figures es pot veure clarament que no són simètriques. Totes dues estan centrades en biaix nul tendint a subestimar.

Annex C

04 de Novembre del 2011

La situació sinòptica d'aquest episodi (Figura C.1) consisteix en un solc en superfície i a 500 hPa sobre l'oest de la Península Ibèrica, que produeix vents del Sud-Oest sobre Catalunya i adveccions d'aire humit.

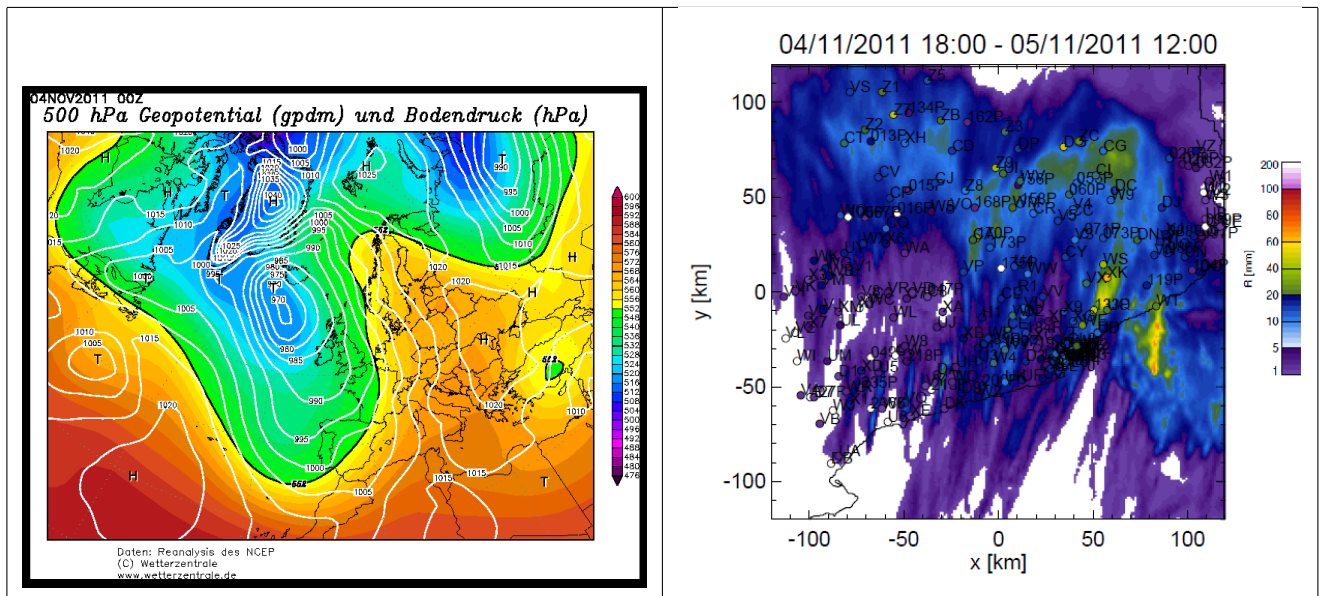


Figura C.1: Representació de la situació sinòptica d'aquest episodi (esquerra). Les línies blanques indiquen la pressió superficial, mentre que els contorns de colors el geopotencial a 500hPa. Representació del mapa de la pluja acumulada estimada pel radar, on s'ha superposat les mesures d'acumulació dels pluviògrafs (dreta). Font: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>

Aquesta situació sinòptica produeix tal i com es veu en el mapa de precipitació estimada per radar, pluja en la major part del Catalunya. Observant les acumulacions dels pluviògrafs representats, es veu que no hi han moltes diferències amb el camp de precipitació estimat pel radar.

S'estudia amb més detall aquest episodi a partir de la representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant l'episodi (Figura C.2).

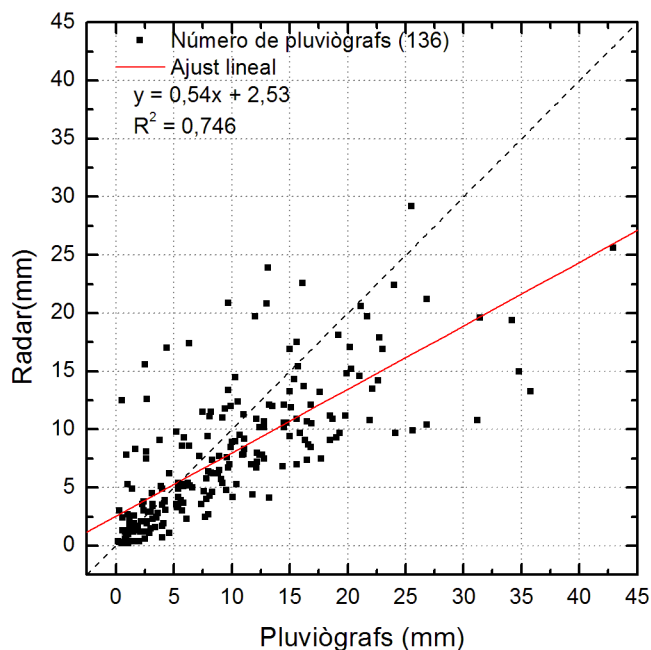


Figura C.2: Representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant tot l'episodi, la línia a traços mostra la diagonal i la línia vermella l'ajust lineal de les dades representades.

A partir de la Figura C.2 es pot veure com més de la meitat de les acumulacions mesurades pels pluviògrafs o estimades pel radar indiquen pluja inferior a 20mm, tenint una mesura màxima de 45mm aproximadament, mesurada pels pluviògrafs sent més petita l'estimada pel radar en aquest punt 25mm.

La Figura C.3 representa la quantitat de pluviògrafs que indiquen una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi, així com la freqüència relativa de que un pluviògraf enregistri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi.

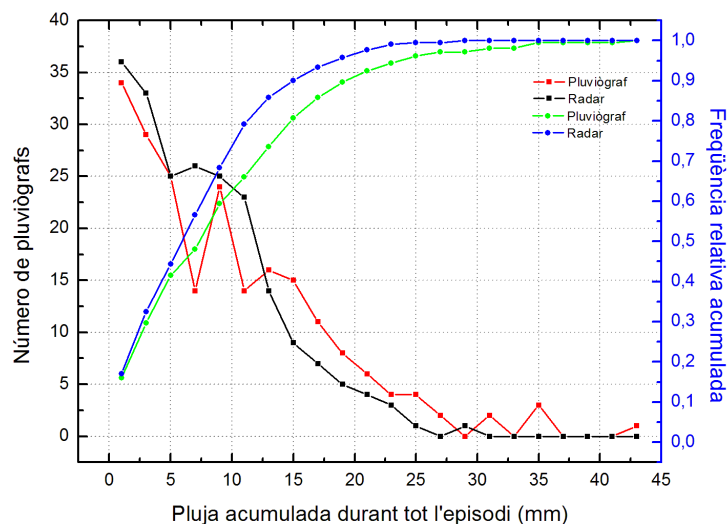


Figura C.3: Representació de la freqüència de la pluja acumulada durant tot l'episodi (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada durant tot l'episodi (eix dret).

Així, es pot veure de manera més clara que la major part de punts estudiats indiquen una pluja acumulada durant tot l'episodi inferior a 20mm, en concret un 90 % dels pluviògrafs.

A més a més, en diferenciar entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es veu, a partir de la freqüència relativa acumulada, que el radar subestima la pluja mesurada pels pluviògrafs.

Es representa la pluja acumulada durant tot l'episodi en funció de la distància al radar en la Figura C.4.

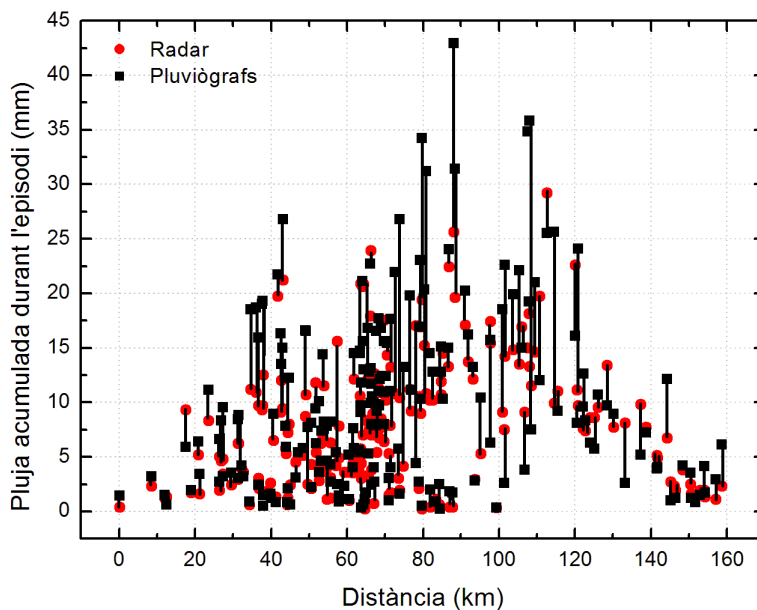


Figura C.4: Representació de la pluja acumulada durant tot l'episodi per cada pluviògraf (negre) i estimada pel radar (vermell) en funció de la distància d'aquest al radar. Les línies negres uneixen els dos valors de pluja per cada pluviògraf indicant, segons la seva longitud, la diferència entre aquestes mesures.

En la Figura C.4 es pot veure com la pluja més intensa està entre els (60, 120) km de distància al radar, tal i com es veu en la Figura C.1, sent molt més petita a prop del radar i, a distàncies superiors a 120 km.

Estudiant les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar, es pot veure com són petites en les zones on hi ha poca quantitat de pluja acumulada i augmenta en augmentar la quantitat de pluja acumulada.

Per estudiar de forma més detallada aquestes diferències es calcula el biaix en dB , el biaix en mm i el RMSE per cada pluviògraf, i es representa en funció de la distància al radar (Figura C.5).

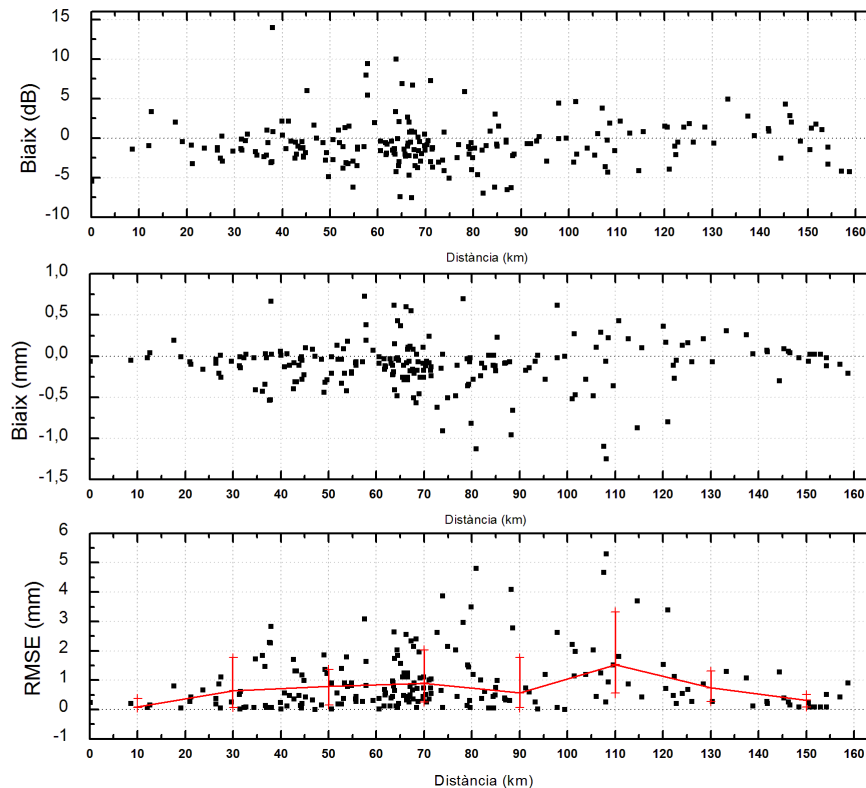


Figura C.5: Representació del biaix en dB en funció de la distància al radar (superior), biaix en mm en funció de la distància al radar (centre) i RMSE en mm en funció de la distància al radar (inferior). La línia vermella de la figura inferior mostra la tendència dels valors del RMSE i les barres verticals els percentils 15 i 85 d'aquests valors.

En aquesta figura es veu com en el biaix en dB el rang de valors que pren és $(-10, 15)dB$, tot i que, la major part estan entre $(-5, 2)dB$, tenint una tendència a subestimar la pluja estimada pel radar.

En el cas del biaix en mm es veu que el rang de valors està entre $-1,5mm$ i $1mm$, amb la major part de valors compresos entre $-0,5mm$ i $0,25mm$, tenint una tendència a subestimar la pluja estimada pel radar.

En el cas de RMSE es veu un augment del seu valor en augmentar la distància al radar amb un mínim a 90 km i un màxim a 110km de distància al radar, a partir del qual disminueix; aquesta mateixa distribució és la que pren l'interval entre el percentil 15 i 85. El rang de valors del RMSE és $(0, 6)mm$, tot i que la major part de valors es concentren entre $(0, 2)mm$.

Es mostren els histogrames amb $2dB$ i $0,2mm$ de resolució en la Figura C.6.

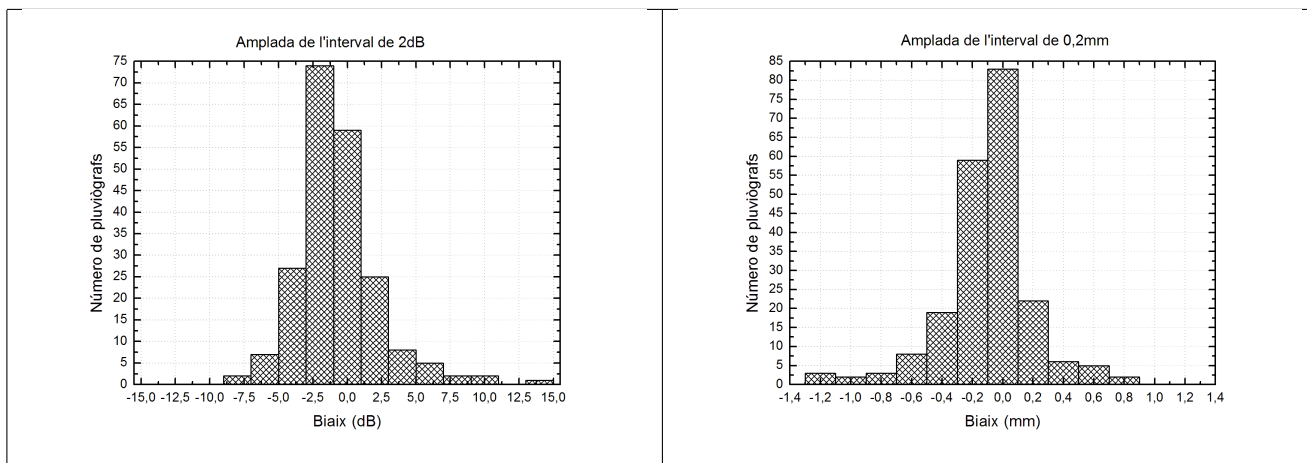


Figura C.6: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $0,2mm$ (dreta).

En aquesta figura es pot veure que la distribució del biaix en dB no està centrada en 0, sinó que en $-2dB$. Mentre que la distribució del biaix en mm està centrada en $0mm$. Totes dues mostren la tendència del radar a subestimar la pluja mesurada pels pluviògrafs.

En la Figura C.7 es fa la representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ per saber el número d'hores en les que s'ha donat una certa quantitat de pluja.

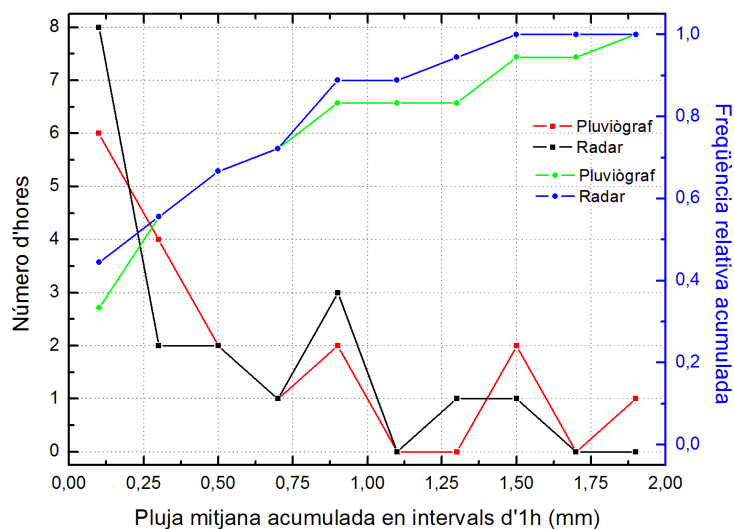


Figura C.7: Representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada en $1h$ (eix dret).

En aquesta figura es pot veure com, en la meitat de les dades la pluja acumulada horàriament és inferior a $0,5mm$. L'altra meitat es distribueix de manera que a intensitats més altes es troben menys hores, generalment.

Observant les diferències en la freqüència relativa acumulada es veu com el radar subestima.

Per avaluar la variabilitat temporal de les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar es representa la pluja mitjana acumulada en $1h$ tant pel radar com pels pluviògrafs, i la pluja màxima acumulada en $1h$ pels pluviògrafs junt amb la corresponent estimada pel radar en funció del temps, així com el biaix en dB, el biaix en mm i el RMSE en funció del temps (Figura C.8).

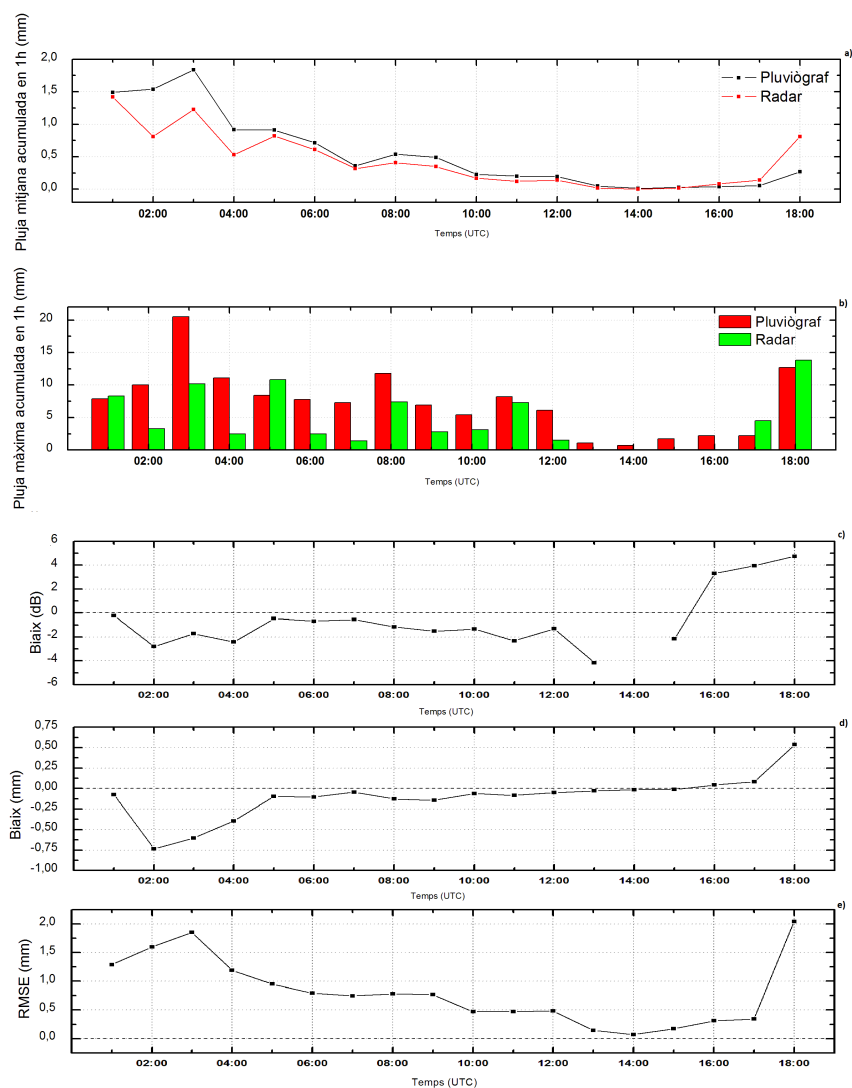


Figura C.8: Representació de: a) pluja mitjana acumulada en 1h tant pel radar com pels pluviògrafs en funció del temps, b) pluja màxima acumulada en 1h pels pluviògrafs junt amb corresponent estimada pel radar en funció del temps, c) biaix en dB en funció del temps, d) evolució temporal del biaix en mm i e) evolució temporal del RMSE.

A partir de l'evolució temporal de la pluja mitjana acumulada en 1h es veu com, inicialment, es donen les intensitats més altes per disminuir progressivament de les 00:00 UTC fins a les 17:00 UTC. Aquesta evolució també es veu en els màxims de pluja horària.

En la Figura C.8 també es pot distingir entre la pluja enregistrada pels pluviògrafs i l'estimada

pel radar; s'observa com fins a les 05:00 UTC el radar subestima la pluja mesurada pels pluviògrafs, però a partir d'aquesta hora gairebé no hi han diferències entre el que mesuren els pluviògrafs i el que estima el radar.

De l'evolució temporal del biaix en dB es pot observar com hi ha un valor que no es pot calcular degut a que no hi ha pluja, la resta de valors en que hi ha pluja es mantenen propers a 0. El biaix en mm d'altra banda, té un mínim a $-0,75\text{mm}$ a les 02:00 UTC, disminuint fins a 0 posteriorment.

Observant l'evolució del RMSE es veu com a les 03:00 UTC pren un valor màxim de 2mm i comença a disminuir, per trobar un altre màxim de 2mm al final de l'episodi.

S'observa que per les intensitats més altes de pluja el radar subestima la pluja mesurada pels pluviògrafs, mentre que per intensitats més baixes es comporta força bé.

A la Figura C.9 es representen els histogrames de les diferències amb resolucions de 1dB i $0,1\text{mm}$, en els quals es mostra la distribució de freqüències dels biaixos.

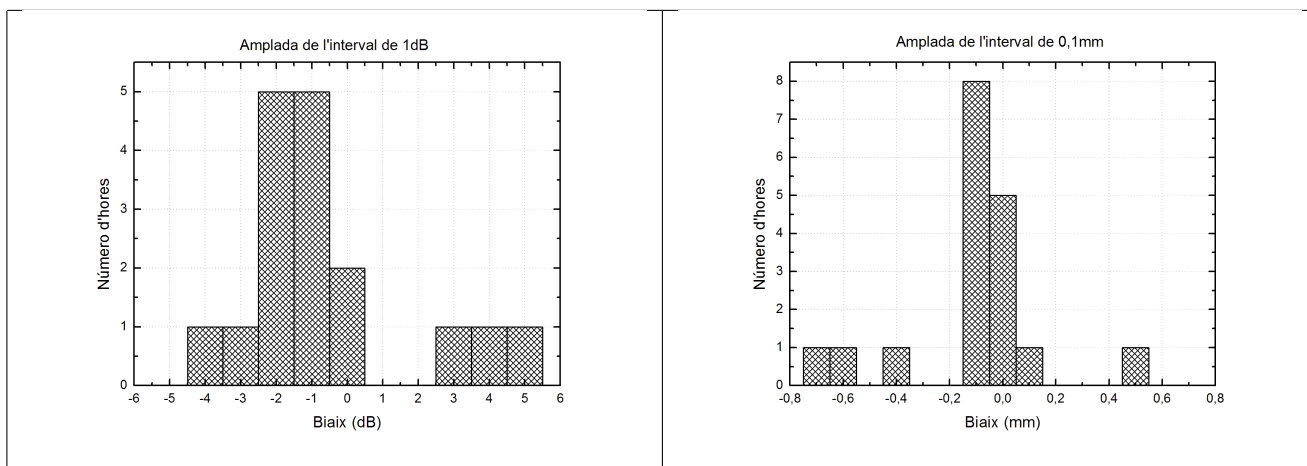


Figura C.9: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per horàries amb una resolució de 1dB (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions horàries amb una resolució de $0,1\text{mm}$ (dreta).

Es pot veure que aquestes figures no estan centrades en 0, la distribució del biaix en dB , està centrada en -1dB i -2dB , tenint tendència a subestimar, i la distribució del biaix en mm , està centrada en $-0,1\text{mm}$ i té tendència a subestimar.

Annex D

15 de Novembre del 2011

La situació sinòptica d'aquest episodi (Figura D.1) consisteix en una depressió en superfície situada sobre la Península Ibèrica i una depressió aïllada en alçada, que produeix vents del Sud-Est sobre Catalunya i adveccions d'aire humit.

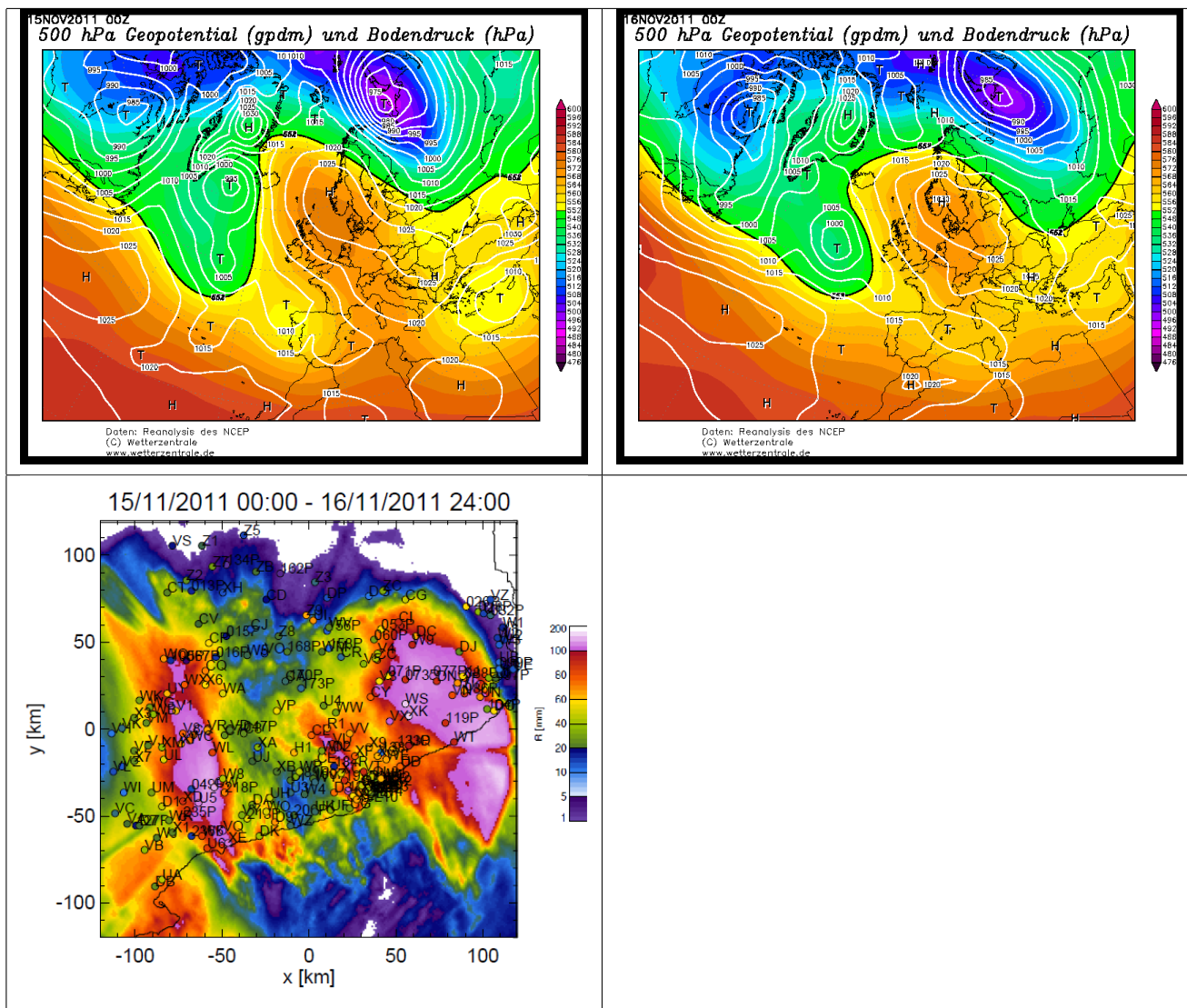


Figura D.1: Representació de la situació sinòptica d'aquest episodi (esquerra). Les línies blanques indiquen la pressió superficial, mentre que els contorns de colors el geopotencial a 500hPa. Representació del mapa de la pluja acumulada estimada pel radar, on s'ha superposat les mesures d'acumulació dels pluviògrafs (dreta). Font: <http://www.wetterzentrale.de/topkarten/fsreaeur.html>

Aquesta situació sinòptica produeix, tal i com es veu en el mapa de precipitació estimada per radar, pluja a tota Catalunya, sent màxima a l'est i a l'oest.

Observant les acumulacions dels pluviògrafs representats, es veu que les diferències amb el camp de precipitació estimat pel radar es troben a les zones amb més acumulació de pluja.

S'estudia amb més detall aquest episodi a partir de la representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant l'episodi (Figura D.2).

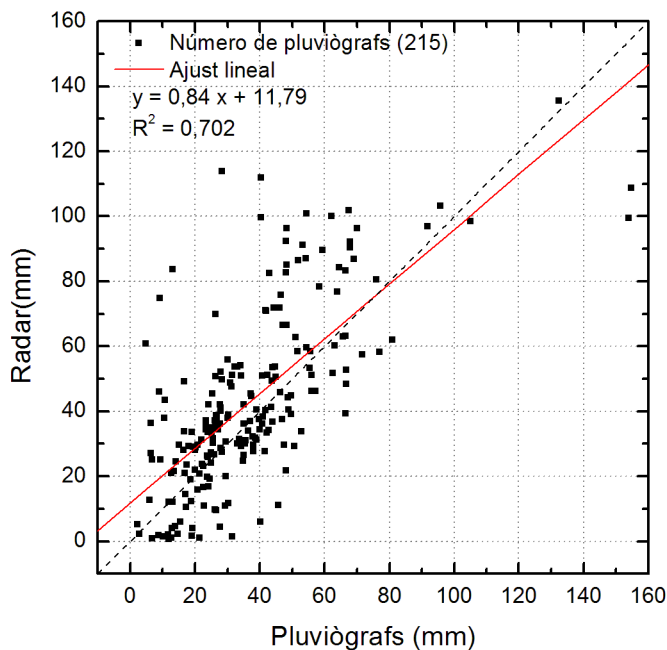


Figura D.2: Representació del diagrama de dispersió de la pluja acumulada durant tot l'episodi, la línia a traços mostra la diagonal i la línia vermella l'ajust lineal de les dades representades.

A partir de la Figura D.2 es pot veure com més de la meitat de les acumulacions mesurades pels pluviògrafs o estimades pel radar indiquen pluja inferior a 50mm , tenint diverses mesures màximes de 160mm aproximadament, dos d'elles mesurades pels pluviògrafs sent més petites les estimades pel radar en aquests punts, 100mm aproximadament.

La Figura D.3 representa la quantitat de pluviògrafs que indiquen una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi, així com la freqüència relativa de que un pluviògraf enregistri com a mínim una certa quantitat de pluja acumulada durant tot l'episodi.

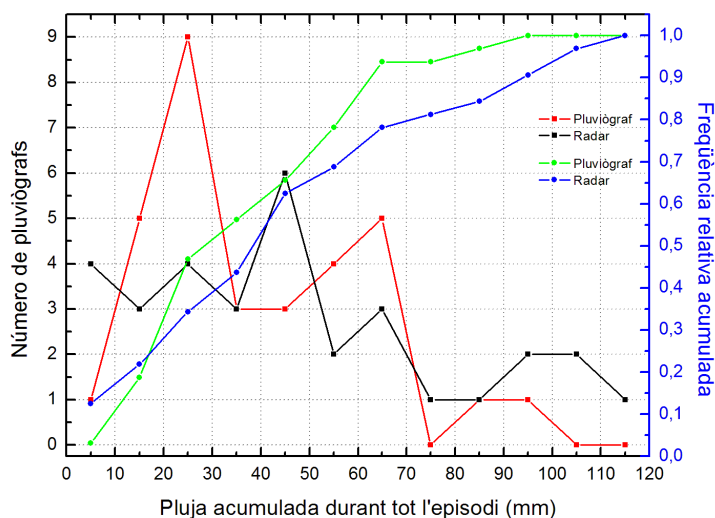


Figura D.3: Representació de la freqüència de la pluja acumulada durant tot l'episodi (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada durant tot l'episodi (eix dret).

Així, es pot veure de manera més clara que la major part de punts estudiats indiquen una pluja acumulada durant tot l'episodi inferior a 50mm, en concret un 70 % dels pluviògrafs.

A més a més, en diferenciar entre els resultats dels pluviògrafs i del radar es veu que hi ha grans diferències tant en acumulacions altes com en les baixes, indicant sobreestimació de la pluja estimada per radar.

Es representa la pluja acumulada durant tot l'episodi en funció de la distància al radar en la Figura D.4.

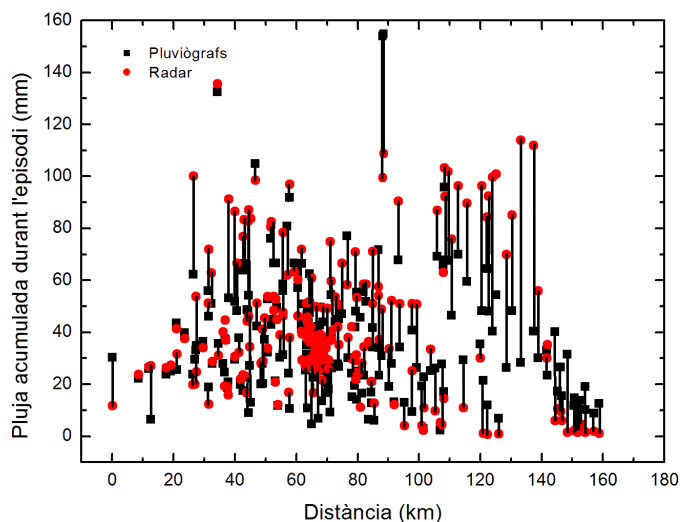


Figura D.4: Representació de la pluja acumulada durant tot l'episodi per cada pluviògraf (negre) i estimada pel radar (vermell) en funció de la distància d'aquest al radar. Les línies negres uneixen els dos valors de pluja per cada pluviògraf indicant, segons la seva longitud, la diferència entre aquestes mesures.

En la Figura D.4 es pot veure com la pluja és més intensa entre els $(60, 120)km$ de distància al radar, amb un màxim a 90 km.

Estudiant les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar, es pot veure com són importants en les zones on hi ha més quantitat de pluja acumulada, generalment, tot i que hi han algunes parelles de dades en que aquesta diferència és molt petita però les seves intensitats altes.

Per estudiar de forma més detallada aquestes diferències es calcula el biaix en dB , el biaix en mm i el RMSE per cada pluviògraf, i es representa en funció de la distància al radar (Figura D.5).

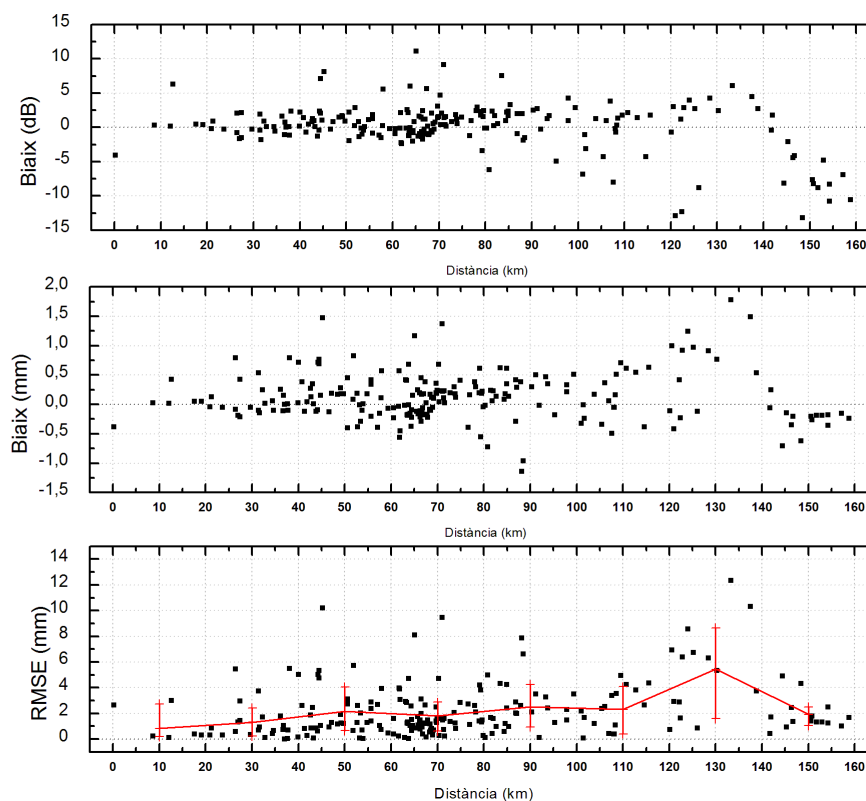


Figura D.5: Representació del biaix en dB en funció de la distància al radar (superior), biaix en mm en funció de la distància al radar (centre) i RMSE en mm en funció de la distància al radar (inferior). La línia vermella de la figura inferior mostra la tendència dels valors del RMSE i les barres verticals els percentils 15 i 85 d'aquests valors.

En aquesta figura es veu com en el biaix en dB el rang de valors que pren és $(-15, 15)dB$, tot i que, la major part estan entre $(-2, 2)dB$.

En el cas del biaix en mm es veu que el rang de valors està entre $-1,5mm$ i $2mm$, amb la major part de valors compresos entre $-0,5mm$ i $0,5mm$, tenint una tendència a sobreestimar la pluja estimada pel radar.

En el cas de RMSE es veu un augment progressiu fins a $130km$ de distància al radar, a partir del qual disminueix; aquesta mateixa distribució és la que pren l'interval entre el percentil 15 i 85. El rang de valors del RMSE és $(0, 12)mm$, tot i que la major part de valors es concentren entre $(0, 4)mm$.

Es mostren els histogrames amb $2dB$ i $0,2mm$ de resolució en la Figura D.6.

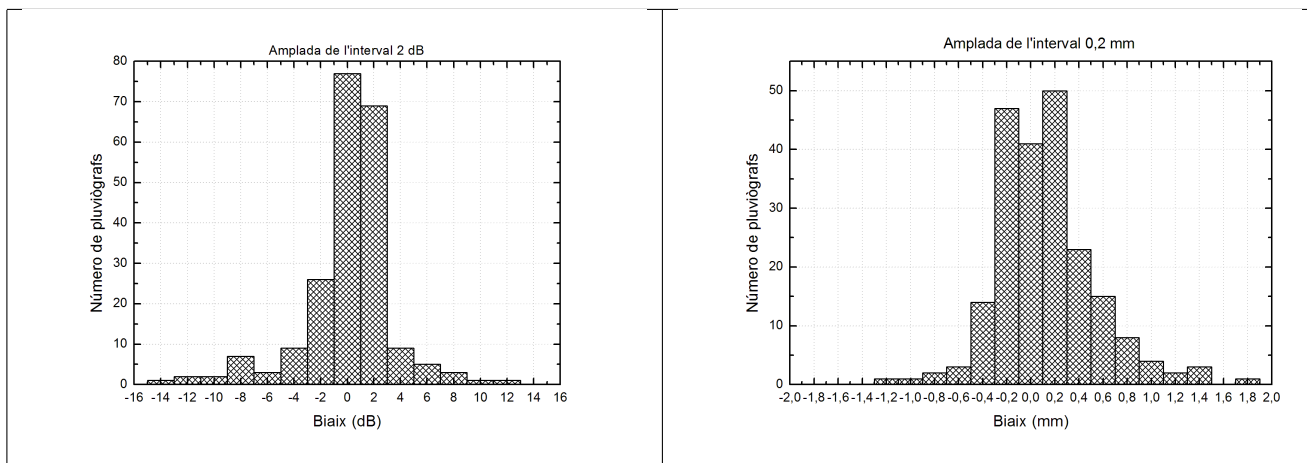


Figura D.6: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions de tot l'episodi amb una resolució de $0,5mm$ (dreta).

En aquesta figura es pot veure que totes dues distribucions tenen tendència a sobreestimar. La distribució corresponent al biaix en dB està centrada a $0dB$, mentre que la distribució corresponent al biaix en mm està centrada en $0,2mm$.

En la Figura D.7 es fa la representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ per saber el número d'hores en les que s'ha donat una certa quantitat de pluja.

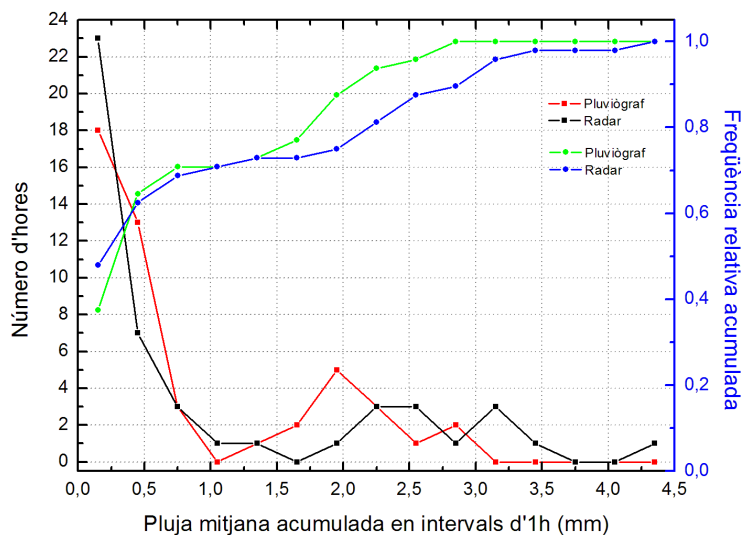


Figura D.7: Representació de la freqüència de la pluja acumulada en $1h$ (eix esquerre) i representació de la freqüència relativa acumulada en $1h$ (eix dret).

En aquesta figura es pot veure com, en la meitat de les dades la pluja acumulada horàriament és inferior a $0,75mm$.

Observant les diferències en la freqüència relativa acumulada es veu com el radar sobreestima generalment.

Per avaluar la variabilitat temporal de les diferències entre la pluja mesurada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar es representa la pluja mitjana acumulada en $1h$ tant pel radar com pels pluviògrafs, i la pluja màxima acumulada en $1h$ pels pluviògrafs junt amb la corresponent estimada pel radar en funció del temps, així com el biaix en dB, el biaix en mm i el RMSE en funció del temps (Figura D.8).

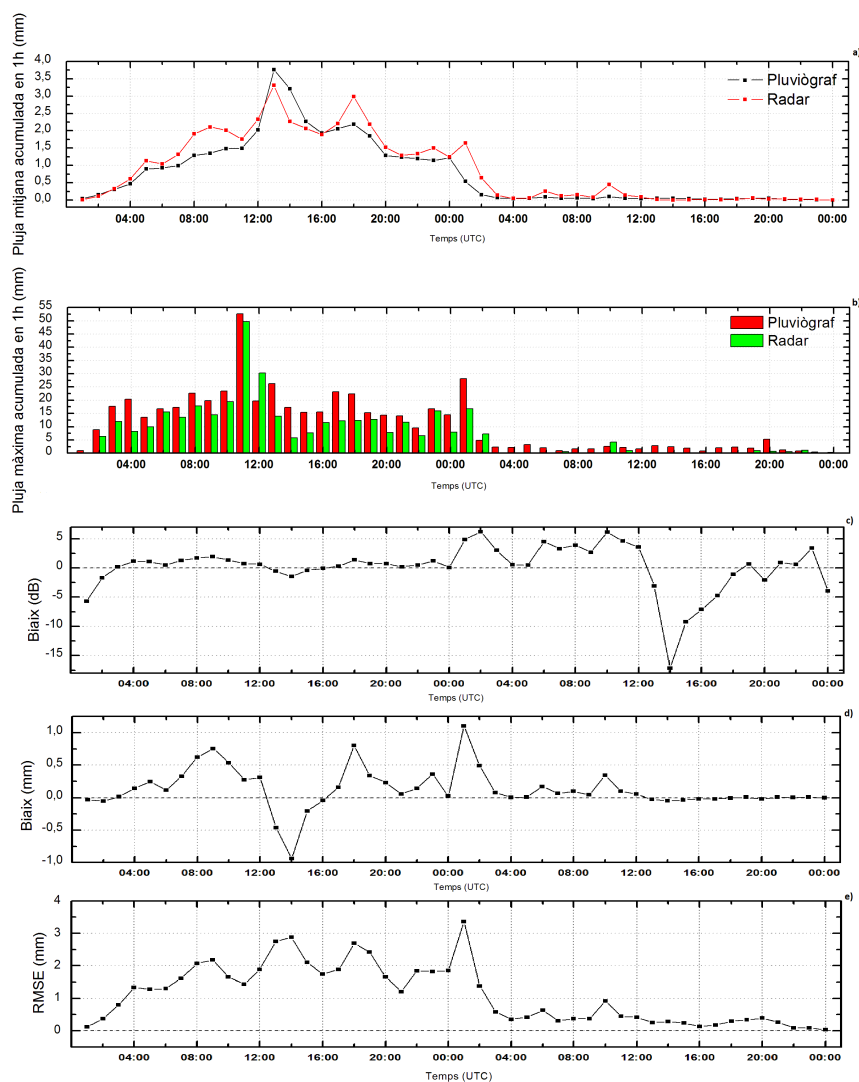


Figura D.8: Representació de: a) pluja mitjana acumulada en 1h tant pel radar com pels pluviògrafs en funció del temps, b) pluja màxima acumulada en 1h pels pluviògrafs junt amb corresponent estimada pel radar en funció del temps, c) biaix en dB en funció del temps, d) evolució temporal del biaix en mm i e) evolució temporal del RMSE.

A partir de l'evolució temporal de la pluja mitjana acumulada en 1h es veu com, inicialment, no hi ha gaire pluja, augmentant fins a les 13:00 UTC per disminuir a partir de llavors, fent-se 0 a les 04:00 UTC del segon dia. Aquesta evolució també es veu en els màxims de pluja horària.

En la Figura D.8 també es pot distingir entre la pluja enregistrada pels pluviògrafs i l'estimada pel radar; s'observa com hi han algunes diferències entre el que mesuren els pluviògrafs i el que estima el radar, mostrant així una sobreestimació del radar.

De l'evolució temporal del biaix en dB es pot observar com pren valors propers a 0 al principi de l'episodi i que després augmenta degut a que la intensitat de pluja es fa molt petita. El biaix en mm, d'altra banda, pren valors entre -1mm i 1mm la primera part de l'episodi per fer-se 0 al final.

Observant l'evolució del RMSE es veu com fins a les 04:00 UTC manté uns valors entre 0mm i 4mm, per disminuir posteriorment fins a 0 aproximadament.

En l'evolució temporal dels dos biaixos s'observa com generalment el radar sobreestima.

A la Figura D.9 es representen els histogrames de les diferències amb resolucions de $2dB$ i $0,2mm$, en els quals es mostra la distribució de freqüències dels biaixos.

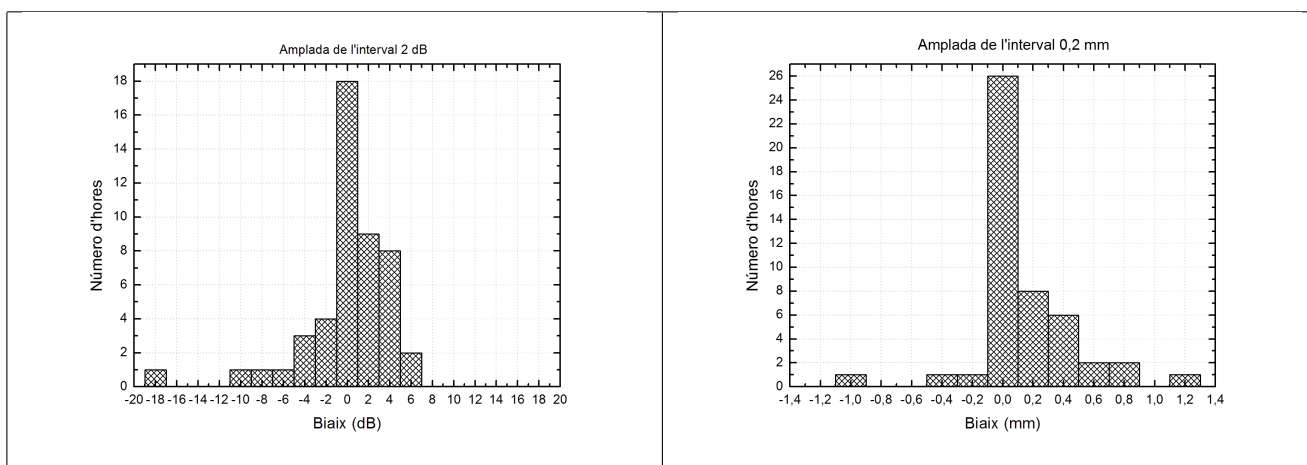


Figura D.9: Representació de la distribució de freqüències del biaix en dB per horàries amb una resolució de $2dB$ (esquerra) i representació de la distribució de freqüències del biaix en mm per acumulacions horàries amb una resolució de $0,2mm$ (dreta).

Es pot veure que aquestes figures estan centrades en 0, tenint totes dues tendència a sobreestimar.