



Universitat
de les Illes Balears

Calibración del radar meteorológico y derivación empírica de relaciones Z-R para un episodio de lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana

AUTOR: IVÁN DOMÍNGUEZ FUENTES

Memoria del Trabajo de Fin de Máster

Máster Universitario en Física Avanzada y Matemática Aplicada

Especialidad de Fluidos Geofísicos

de la

UNIVERSITAT DE LES ILLES BALEARS

Curso Académico 2019-2020

Fecha: 13/6/2020

Firma del autor:

Nombre Tutor del Trabajo: Dr. Arnau Amengual Pou

Firma del Tutor:

Nombre Cotutor (si es necesario): Dr. Romualdo Romero March

Firma del cotutor:

Agradecimientos

Quiero agradecer al doctor Romualdo Romero March su ayuda, gran apoyo y cercanía durante estos años. Quiero mencionar además el gran agradecimiento al Dr. Arnau Amengual, por su gran ayuda a lo largo de este trabajo.

También quiero agradecer a mi familia todo el apoyo incondicional que he recibido a lo largo de estos años, de no ser por ellos no podría haber alcanzado mis objetivos.

Por último, quiero agradecer también a todas aquellas personas que han estado cerca de mí para apoyarme en todo momento, tanto profesional como personalmente. Sin ellas, este trabajo no habría tenido toda la pasión que se merece.

Índice

1. Introducción	1
1.1. El radar meteorológico	1
1.2. La relación Z-R	6
1.3. Fuentes de error del radar meteorológico	11
1.4. Fuentes de error de la conversión Z-R	16
1.5. Lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana. Episodio del 11 y 12 de octubre de 2007	17
2. Metodología	25
2.1. Recopilación de información espacial y temporal	25
2.2. Identificación de problemas y mitigación	27
2.3. Mitigación del efecto de bloqueo. Mosaico de radares meteorológicos	32
2.4. Vacío de datos. Interpolación temporal y espacial	36
2.5. Reducción de rango espacial	37
2.6. Características principales de la pluviometría observada durante el episodio . . .	40
2.7. Derivación de relaciones Z-R empíricas	44
2.8. Calibración del radar meteorológico	49
3. Resultados	53
3.1. Precipitación horaria radar	53
3.2. Precipitación total acumulada radar	53
3.3. Proceso de verificación	56
3.4. Relaciones Z-R	59
3.5. Análisis estadístico	61
4. Conclusiones	69
5. Bibliografía	72

1. Introducción

El radar meteorológico es una herramienta indispensable para la monitorización y vigilancia de las precipitaciones. La información espacio-temporal extraída a través de las imágenes anteriormente procesadas permite descifrar las estructuras de precipitación en un determinado contexto meteorológico. La identificación de los hidrometeoros contenidos en las nubes (gotas de lluvia, granizo, nieve) a través de la información obtenida por el radar meteorológico es fundamental para conocer la estructura interna de las nubes (microfísica). Además de ello, es una herramienta que permite activar los avisos pertinentes a la población en caso de riesgo de inundaciones o tormentas de gran intensidad, las cuales pueden generar fuertes rachas de viento, granizo de gran tamaño e incluso mangas marinas o tornados, que pueden causar daños tanto materiales como personales. La prevención de todos estos daños es posible gracias al buen funcionamiento del radar meteorológico.

Además de la prevención, es posible conocer información tanto espacial como temporal de la cantidad de precipitación que se ha recogido a través de diferentes relaciones matemáticas (las conocidas como relaciones reflectividad/ritmo de precipitación Z-R). Esto es especialmente importante en episodios de tiempo severo, que pueden producir una gran variedad de fenómenos meteorológicos, como los descritos anteriormente, incluyendo también lluvias torrenciales, en las cuales se recogen cuantiosas cantidades de precipitación en un intervalo de tiempo muy corto. Estos episodios conllevan el riesgo de desbordamiento de ríos, torrentes y zonas de campo abierto, con el consecuente riesgo tanto material como personal para la población.

Sin embargo, las características propias del radar y el entorno en el que se encuentra instalado conllevan una serie de problemas que afectan directamente a las medidas que se obtienen, degradando severamente en algunos casos la calidad de los datos con que se quiere trabajar. El presente trabajo aborda esos problemas en el contexto de un caso de tiempo adverso: el episodio de lluvias torrenciales ocurrido en la Comunidad Valenciana los días 11 y 12 de octubre de 2007. Esta región, densamente poblada y situada en el Mediterráneo español, es muy propensa a sufrir inundaciones súbitas a finales de verano y durante el otoño, provocadas por sistemas de tormentas muy organizados y cuasiestáticos. La aridez del terreno y las características geográficas de las cuencas de esta zona, que tienen un tiempo de respuesta hidrológica muy corto, son factores agravantes de las inundaciones [3].

La elección de este episodio radica en el hecho de que es tal la pobreza de los datos, tanto espacial como temporalmente, que puede considerarse como un caso patológico, es decir, resulta muy difícil reconstruir, con la información proporcionada a través del radar meteorológico, la estructura espacio-temporal de las precipitaciones torrenciales sucedidas en esas fechas.

1.1. El radar meteorológico

El radar meteorológico es un dispositivo de grandes dimensiones, instalado sobre una torre de cierta altura (unos 10 metros) que consiste en una antena de forma parabólica, protegida por una cúpula (radomo), que emite pulsos de radiación electromagnética de una determinada potencia (radiación de microondas) que interceptan los hidrometeoros en cuestión. La figura 1 muestra la estructura de un radar meteorológico de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET), organismo que administra la red de radares dentro del territorio español:



Figura 1: el radar meteorológico en la estación de Cullera, Valencia, Comunidad Valenciana, alrededor de 1996. Fotografía de Carlos Santos Brunete. Fuente: [1]

Los orígenes del radar se remontan a la mitad del siglo XX, en el contexto bélico de la 2ª Guerra Mundial. La señal interceptada intentaba localizar objetos móviles hechos por el hombre, pero esta tarea resultaba muy dificultosa debido a la contaminación por fenómenos naturales. La lluvia, la nieve y el granizo dificultaba mucho las tareas de detección. A finales de la 2ª Guerra Mundial, se descubrió la gran utilidad que podrían tener estos instrumentos en la monitorización de las precipitaciones [2], [31]. Desde entonces hasta el día de hoy, se han ido creando nuevas herramientas de teledetección, así como mejoras técnicas y estructurales que hacen más fácil la creación y tratamiento de datos a través del radar [6].

El objetivo del radar es interceptar cualquier tipo de hidrometeoro (lluvia, nieve, granizo), es decir, el blanco. Para ello, se concentra la energía en un haz a una determinada potencia que, al dispararse a través de la antena se emiten una serie de pulsos electromagnéticos que forman una cónica o lóbulo en el espacio. Debido a que no es posible concentrar toda la energía en un solo haz, se crean también unos lóbulos secundarios. La energía total del haz se reparte entre el lóbulo principal, que es el más energético, y los secundarios, que contienen una menor proporción de energía. El lóbulo principal es el que tiene mayor alcance y es el que acaba interceptando los elementos a mayor distancia. Los lóbulos secundarios, sin embargo, tienen menor alcance. La figura 2 muestra un esquema de la distribución de lóbulos [2]. La potencia máxima de la radiación emitida se sitúa en el centro del lóbulo principal, de modo que a medida que el ángulo relativo se aleja del centro, la potencia del rayo emitido disminuye, como se muestra de forma idealizada en la figura 3 [10].

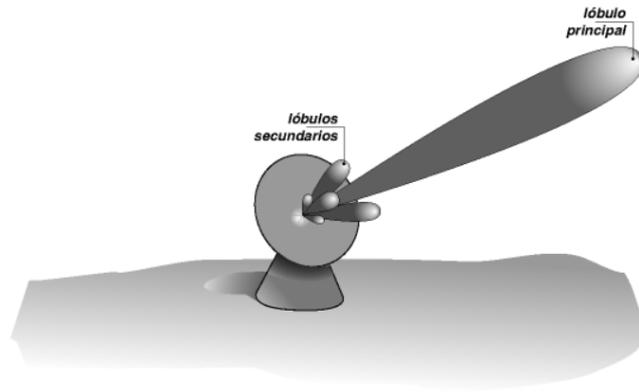


Figura 2: Distribución idealizada del lóbulo principal de energía y los lóbulos secundarios. El origen de los pulsos electromagnéticos proviene de la antena. Fuente: Curso de Posgrado de Climatología Aplicada/Radar meteorológico: fundamentos[2]

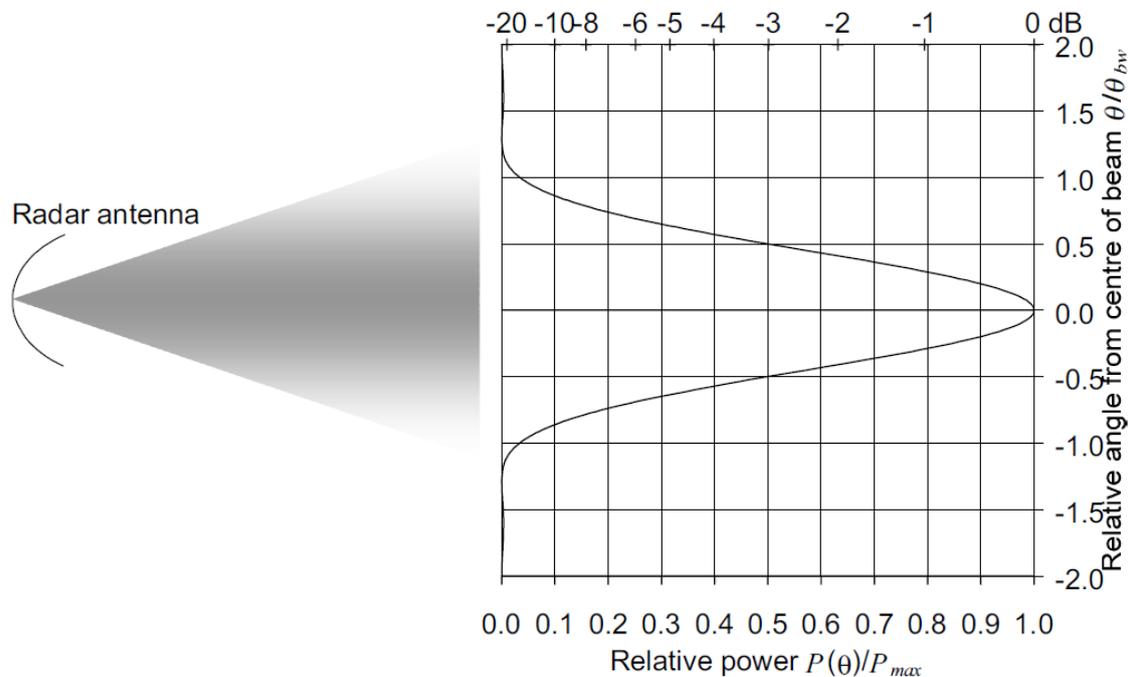


Figura 3: Distribución idealizada de la potencia relativa $P(\theta)/P_{max}$ para un cierto ángulo de elevación θ y en relación al ángulo relativo con respecto al centro del rayo θ/θ_{bw} . La potencia máxima P_{max} se sitúa en el centro del rayo, donde el ángulo relativo con respecto a éste es nulo. Esta es la distribución de la potencia para el lóbulo principal de energía en la dirección del ángulo de elevación. Fuente: [10]

En esta representación idealizada, se modeliza el rayo del radar como una distribución gaussiana de radiación de tipo microondas [10], [31]. Sin embargo, en la práctica, esta distribución es algo más compleja debido a la presencia de los lóbulos secundarios de energía. La presencia de los lóbulos secundarios se manifestaría en forma de picos secundarios (menores que el principal), tanto en la parte superior como en la parte inferior de la figura 3.

Las características del haz vienen dadas por el tiempo de emisión de los pulsos electromagnéticos τ , normalmente del orden de μs y la longitud de onda de la radiación emitida, λ , del orden de cm. Los radares de AEMET operan a $\lambda = 5.4 \text{ cm}$. Cuando el haz intercepta el blanco, la radiación incidente se dispersa en todas direcciones, y solo se refleja una parte de la energía incidente, que es de nuevo interceptada por el receptor de la antena del radar, que recibe, amplifica la señal, la transforma de señal analógica a digital y después promedia los pulsos recibidos sobre un determinado intervalo de tiempo [2], [31]. El tiempo que tarda el pulso en emitirse y captarse de nuevo define la distancia a la que se encuentra el blanco en cuestión. La figura 4 esquematiza este proceso:

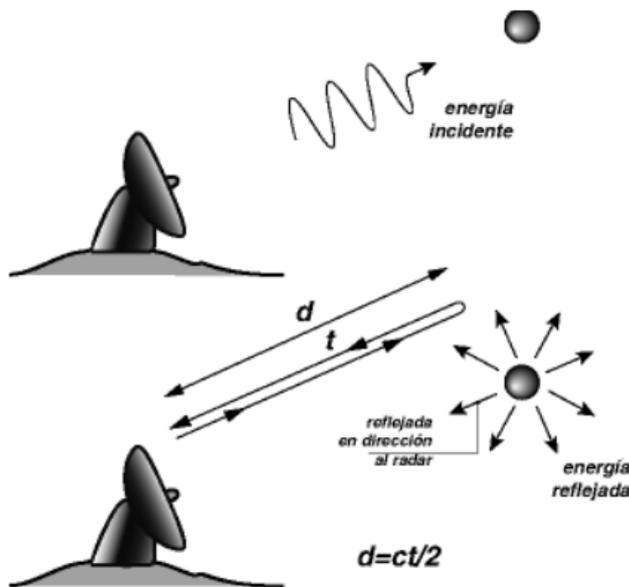


Figura 4: Esquema de funcionamiento del radar meteorológico. El pulso inicial interacciona con el blanco y la energía reflejada en dirección al radar permite calcular la distancia a la que se encuentra, siendo d dicha distancia, t el tiempo que tarda el pulso en emitirse y reflejarse. La distancia d esquematizada aquí es la distancia a la que se encuentra *un blanco* de la antena del radar. En este esquema viene dada por el tiempo de emisión *de un solo pulso* t . Fuente: Curso de Posgrado de Climatología Aplicada/Radar meteorológico: fundamentos[2]

La características del radar vienen dadas por una serie de elementos relacionados con su morfología, además de la radiación electromagnética emitida por éste. En los radares meteorológicos que detectan precipitación, los pulsos electromagnéticos son emitidos a una frecuencia determinada, denominada frecuencia de repetición de pulsos PRF (*Pulse Repetition Frequency* en inglés). El intervalo de tiempo entre pulsos es del orden de 10^{-6} s y la PRF varía entre $300 - 2500 \text{ Hz}$. Este intervalo de tiempo limita la distancia máxima a la que el radar puede detectar blancos r_{max} en metros [31]:

$$r_{max} = \frac{c}{2PRF} \quad (1)$$

En donde $c = 3 \times 10^8 \text{ m/s}$ es la velocidad de la luz y el factor 2 proviene de la ida y la vuelta de los pulsos, de la antenna al blanco y del blanco a la antenna. Los radares de la AEMET operan a una $r_{max} = 240 \text{ km}$ [1], de modo que con este dato se puede calcular, a partir de la ecuación (1), la PRF a la que operan estos radares. Para los radares de AEMET $PRF = 625 \text{ Hz}$. Otra característica propia del radar meteorológico es la resolución espacial Δr a la que opera, la cual está limitada por el tiempo de emisión τ . Si dos blancos están separados al menos una distancia $c\tau/2$, no se producirá solapamiento entre éstos y el radar será capaz de detectar la señal procedente de estos dos blancos consecutivos, de modo que la resolución espacial del radar es [31]:

$$\Delta r = \frac{c\tau}{2} \quad (2)$$

Los radares de AEMET operan a $\Delta r = 1 \text{ km}$ en condiciones normales [1]. Sabiendo esto, si se hace uso de la ecuación (2) se puede calcular para estos radares el tiempo de emisión de los pulsos electromagnéticos, que en este caso es $\tau = 6.7 \mu\text{s}$. Anteriormente se ha comentado que la distribución de energía electromagnética que se emite a la atmósfera toma una forma de lóbulo. Cuando la antenna concentra la energía y la emite, la dirige a lo largo de un rayo angular estrecho en forma de lóbulo que se puede aproximar como un cilindro. El volumen de este cilindro viene determinado por la anchura angular a la cual la potencia de la radiación electromagnética emitida es exactamente la mitad de la potencia máxima. Este volumen se define como volumen de resolución $\Delta V \text{ (m}^3\text{)}$, anotado como V_{res} en la figura 5 [2]. Los ángulos que definen la anchura angular son, respectivamente θ_{3dB} y ϕ_{3dB} , en donde θ es el ángulo de elevación y ϕ el ángulo azimutal respectivamente y el subíndice 3 dB denota la potencia en decibelios a la cual la potencia máxima se reduce exactamente a la mitad (ver figura 3) [2], [31].

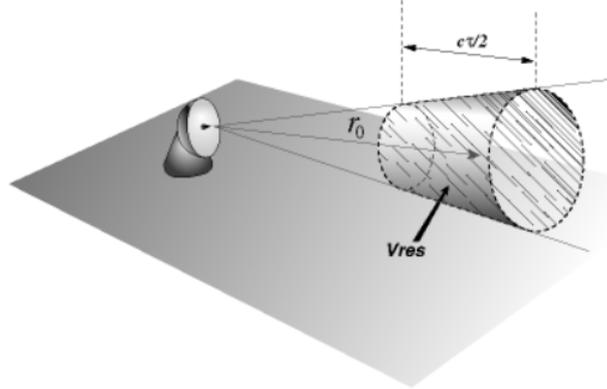


Figura 5: Esquema que muestra el tamaño aproximado del volumen de resolución V_{res} del radar en un instante determinado y a una distancia determinada r_0 . El volumen del cilindro V_{res} viene determinado por el tiempo de emisión a través de la resolución espacial del radar $c\tau/2$. Fuente: Curso de Posgrado de Climatología Aplicada/Radar meteorológico: fundamentos[2]

El volumen de resolución del radar es, con estas aproximaciones [31]:

$$\Delta V = \Delta r \Delta S \approx \left(\frac{c\tau}{2}\right) \left(\frac{r\theta_{3dB}}{2}\right) \left(\frac{r\phi_{3dB}}{2}\right) \pi = \frac{\pi r^2}{8} c\tau \theta_{3dB} \phi_{3dB} \quad (3)$$

En donde r es la distancia radial a la antena del radar. En (3), el volumen de resolución es proporcional a r^2 , de modo que cuanto más lejos esté el blanco, más se degrada la resolución espacial. Los radares de AEMET operan a una resolución azimutal de $\Delta\phi = 0.8^\circ$ para 20 ángulos de elevación θ , es decir, que para cada elevación, el radar va rotando sobre sí mismo, lanzando pulsos cada 0.8° en la dirección azimutal, generando en el espacio un volumen de datos en coordenadas polares.

1.2. La relación Z-R

Para derivar una expresión que relacione la potencia emitida o potencia transmitida W_t por la antena del radar con los hidrometeoros contenidos en las nubes, se consideran las propiedades en que se emite la radiación, cómo interacciona con el blanco y qué potencia dispersada se mide en dirección a la antena, o potencia recibida W_r , medida en W . Todos estos elementos se reúnen en la denominada ecuación del radar. El análisis que se va a hacer a continuación se puede encontrar en [31]. La potencia por unidad de área emitida por el radar P_i se puede escribir de la siguiente manera, considerando que la radiación emitida se distribuye sobre una esfera de radio r :

$$P_i(r, \theta, \phi) = \frac{W_t}{4\pi r^2} G(\theta, \phi) L(r) \quad (4)$$

En donde P_i se mide en W/m^2 y $G(\theta, \phi)$ es la función de ganancia de la antena, que debe promediarse con la potencia incidente, y que depende de las características direccionales en que se emite la radiación y de su propia morfología, $L(r)$ es el factor de pérdida de energía, que depende del estado en el que se encuentra la atmósfera y θ, ϕ son, respectivamente, el ángulo de elevación de la antena y el ángulo azimutal. La figura 6 muestra un esquema de interacción entre las potencias incidente y recibida tras interactuar con el blanco:

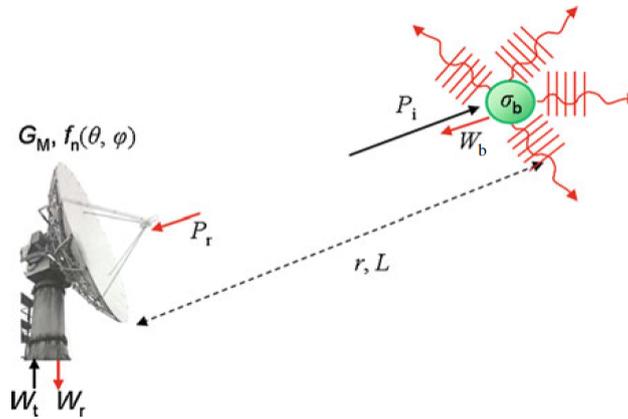


Figura 6: Proceso de transmisión, interacción con el blanco y recepción de la energía final dispersada en dirección al radar. La antena transmite una potencia determinada W_t que se emite a la atmósfera. Por unidad de área, esta potencia emitida es P_i . La radiación incidente interacciona con el blanco, de sección eficaz σ_b y la energía dispersada en dirección al radar W_b que, tras recorrer la distancia r a la que se encuentra dicho blanco y tras una cierta pérdida de energía debido al estado de la atmósfera L , vuelve a la antena. Por unidad de área la energía recibida es P_r , que al ser procesada se convierte en la potencia final W_r . Fuente: [31]

En la figura 6, la función de ganancia de la antena se separa por conveniencia en dos partes de la siguiente manera:

$$G(\theta, \phi) = G_M |f_n(\theta, \phi)| \quad (5)$$

En donde G_M es la ganancia máxima de la antena (constante) y $|f_n(\theta, \phi)|$ es el factor de ganancia que solo tiene en cuenta las propiedades direccionales de la antena. En el proceso mostrado en la figura 6, la energía recibida tras interactuar con el blanco es mucho menor que la emitida, teniendo en cuenta, además de los factores de pérdida reunidos en la función $L(r)$, la pérdida de radiación por dispersión en todas direcciones por el blanco, además de la pérdida de energía por disipación en forma de calor y la absorción de energía por parte del blanco. Todos estos factores contribuyen a la denominada *extinción de la onda electromagnética*. Para una distribución de blancos aleatoria, la sección eficaz total se define como la suma de todas las señales de cada uno de los blancos individuales dentro de un determinado volumen. Esta cantidad se define como la *reflectividad* por unidad de volumen y adopta la forma:

$$\eta = \frac{\sum_i \langle \sigma_{bi} \rangle}{\Delta V} \quad (6)$$

Donde el sumatorio se extiende a todas las secciones eficaces dispersadas σ_{bi} dentro del volumen de resolución ΔV (m^3). La sección eficaz del blanco se entiende como la relación entre la potencia final dispersada en dirección al radar y la potencia por unidad de área incidente ($\sigma_b = W_r/P_i$). Siguiendo el mismo argumento para construir la función de potencia emitida P_i , la potencia recibida por unidad de área P_r tiene en cuenta factores similares a los considerados en (4), pero en este caso se debe tener en cuenta la potencia emitida P_i , la dispersión del blanco, dado por (6) y de nuevo el factor de pérdida de energía $L(r)$, ya que la radiación dispersada debe atravesar de nuevo la atmósfera hasta llegar a la antena:

$$P_r(r, \theta, \phi) = \frac{P_i(r, \theta, \phi)}{4\pi r^2} L(r) \eta \quad (7)$$

Es posible encontrar una expresión para la potencia final teniendo en cuenta que ésta se debe promediar sobre toda la distribución de blancos. La densidad de potencia P_r se puede transformar a potencia promedio $\langle W_r \rangle$ explotando las características de la antena. Cuando se recibe señal, la obertura de la antena permite que la radiación dispersada debida a la distribución de los blancos se reciba. Esta característica se conoce como el área equivalente de la antena A_e . Se puede demostrar que para cualquier antena [32]:

$$A_e(\theta, \phi) = \frac{\lambda^2}{4\pi} G(\theta, \phi) \quad (8)$$

De modo que la potencia final recibida es:

$$W_r = P_r(r, \theta, \phi) A_e(\theta, \phi) \quad (9)$$

Sustituyendo P_r por (7), usando las ecuaciones (4), (5) y (8) y promediando la ecuación (9) se obtiene:

$$\langle W_r \rangle = \left\langle \frac{W_t \lambda^2 L^2}{(4\pi)^3 r^4} G^2 \eta \right\rangle = \frac{W_t \lambda^2}{(4\pi)^3} \int_{\Delta V} dV \frac{L^2}{r^4} G^2 \eta \quad (10)$$

En la expresión (10), $dV = r^2 \sin(\theta) dr d\theta d\phi$ es el diferencial de volumen en coordenadas esféricas y la integral se extiende a todo el volumen de resolución ΔV . Aproximando $dr \approx \Delta r$, $dr \sim c\tau/2$ y suponiendo que η no depende de la línea de visión del radar, la expresión (10) se puede reformular como:

$$\langle W_r \rangle \approx \left(\frac{W_t \lambda^2}{(4\pi)^3} \right) \left(\frac{L^2}{r^2} \right) \left(\frac{c\tau}{2} \right) \eta \int d\theta d\phi \sin(\theta) G^2(\theta, \phi) \quad (11)$$

Sustituyendo la expresión (5) en la ecuación (11) se obtiene:

$$\langle W_r \rangle = \left(\frac{W_t \lambda^2}{(4\pi)^3} \right) \left(\frac{L^2}{r^2} \right) \left(\frac{c\tau}{2} \right) \eta G_M^2 \int d\theta d\phi \sin(\theta) |f_n(\theta, \phi)|^4 \quad (12)$$

Asumiendo que el patrón de radiación de la antena f_n toma una forma gaussiana, se puede aproximar la integral en (12) como:

$$\int d\theta d\phi \sin(\theta) |f_n(\theta, \phi)|^4 \approx \frac{\pi \theta_{3dB} \phi_{3dB}}{8 \ln 2} \quad (13)$$

Sustituyendo la expresión (13) en (12) queda:

$$\langle W_r \rangle = \underbrace{\left(\frac{W_t \lambda^2 c\tau}{\pi^2} \right) \left(\frac{G_M^2 \theta_{3dB} \phi_{3dB}}{1024 \ln 2} \right)}_C \frac{L^2}{r^2} \eta = C \frac{L^2}{r^2} \eta \quad (14)$$

La constante C se le denomina constante del radar e incluye todas las características que dependen de la calibración de la antena. La expresión para η se puede aproximar si se asume que la distribución de los blancos son partículas esféricas, en cuyo caso:

$$\eta \approx \int_0^\infty dD \sigma_b(D) N(D) \quad (15)$$

En donde D es el diámetro de las partículas en mm , σ_b se mide en m^2 y $N(D)$ es la función de distribución de las partículas, medida en $mm^{-1}m^{-3}$, de modo que ahora el volumen de resolución del radar se llena con una función de distribución de partículas determinada. Se han hecho diversas aproximaciones tanto para W_r como para η , pero ¿qué expresión puede adoptar la sección eficaz σ_b ? Si el radio de las partículas es mucho menor que la longitud de onda de la radiación emitida, $D/2 \ll \lambda$, se puede aproximar esta cantidad como:

$$\sigma_b \approx \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_l|^2 D^6 \quad (16)$$

En donde $|K_l|^2 = \left| \frac{\epsilon_r - 1}{\epsilon_r + 2} \right|^2$ se denomina el factor dieléctrico para especies microfísicas, que depende directamente del estado en que se encuentra el agua en la atmósfera (sólido, líquido o gaseoso) y ϵ_r es la constante dieléctrica. Sustituyendo (16) en la ecuación (15) queda:

$$\eta = \frac{\pi^5}{\lambda^4} |K_l|^2 \underbrace{\int_0^\infty dD D^6 N(D)}_Z \quad (17)$$

En donde Z es el factor de reflectividad medido en mm^6/m^3 , que no debe confundirse con la reflectividad por unidad de volumen η . Esta es la cantidad medida por el radar al realizar un escaneo en el espacio. Esta última expresión se puede introducir en la ecuación (14) de modo que se obtiene finalmente una expresión final para la ecuación del radar en función del factor de reflectividad Z , o reflectividad:

$$\langle W_r \rangle = C \frac{L^2}{r^2} Z \quad (18)$$

Se debe notar que la constante C reagrupa el prefactor de fuera de la integral en la ecuación (17). Según (18), la potencia promedio recibida por el radar se puede utilizar para calcular la reflectividad Z , que depende de la sexta potencia del diámetro de las partículas detectadas D , y de la función de distribución de éstas $N(D)$. Definiendo el ritmo de precipitación R como el flujo de agua a través de una superficie, se puede relacionar Z con R si se supone que las partículas son de forma esférica [2]:

$$R = \frac{\pi}{6} \int_0^\infty V(D) N(D) D^3 dD \quad (19)$$

En donde $V(D)$ es el volumen de las partículas. A través de la expresión para Z y R , se puede inferir que están relacionadas a través de una forma potencial, la denominada relación Z-R :

$$Z = aR^b \quad (20)$$

Los parámetros a y b cumplen por definición $a > 0$ y $b > 0$. Para determinar la forma definitiva de (20) existen diversos procedimientos. Uno de ellos consiste en determinar la forma de Z y R a través de un disdrómetro óptico cuyo funcionamiento se basa en la tecnología láser, el cual permite obtener una expresión para $N(D)$. Un disdrómetro es un instrumento que permite medir el tamaño de las gotas de lluvia. Mediante esta técnica, posteriormente se ajusta mediante pares de puntos una recta que define finalmente la relación Z-R [7]. Otro procedimiento consiste en asumir que el conjunto de datos obtenidos a través del radar (Z) y de las estaciones meteorológicas (R) no es perfecto y existe un error asociado que, mediante una función de densidad de probabilidad, permite determinar la probabilidad de obtener Z habiendo medido R [5], [12]. La tercera forma, y la adoptada en el presente trabajo, consiste en asumir que existe una relación biunívoca entre Z y R dada por (20) para la serie de datos disponible, que posteriormente se puede ajustar mediante un modelo lineal entre ambas variables empíricamente considerando, o bien una climatología de eventos meteorológicos (temporales de lluvias, chubascos, tormentas, ...) que se extiendan en un largo período de tiempo, normalmente entre los 400 y los 500 días [10,12,13,14], o bien considerar una sola relación para un único evento meteorológico [15]. La imposibilidad técnica de obtener (20) mediante el primer procedimiento y la complejidad del segundo, llevan a aplicar el tercer procedimiento a un solo evento meteorológico, empírico, sencillo y muy representativo en muchos casos, ver [15].

El ajuste para la relación Z-R resulta más robusto si se realiza sobre una climatología de casos. La mayoría de ajustes hechos demuestran que la relación Z-R suele tomar la forma:

$$Z = 200R^{1.6} \quad (21)$$

La relación (21) es conocida como la relación Marshall-Palmer [1,2,5,6,10,12,13,14]. En el presente trabajo se realizará, de forma académica, un ajuste empírico de la relación Z-R para un episodio de lluvias torrenciales ocurrido en la Comunidad Valenciana [3],[11]. Además de la relación (21), existen otros tipos de relaciones Z-R que se utilizan en la propia calibración del radar meteorológico y se clasifican según el tipo de precipitación que se identifique. Por ejemplo, la relación de Marshall-Palmer se atribuye solo a precipitaciones de origen estratiforme, aquellas en que las gotitas de agua que están contenidas en las nubes no tienen un gran desarrollo vertical, es decir, no tienen origen convectivo y por tanto no provienen de nubes de tormenta. Otra relación muy conocida y utilizada muy extensamente en la red de radares modelo WSR-88D (NEXRAD) es [17]:

$$Z = 300R^{1.4} \quad (22)$$

que se utiliza ampliamente para estudiar episodios convectivos (tormentas). También existen relaciones que mezclan precipitaciones estratiformes y convectivas, las denominadas relaciones mixtas. En general, el rango experimental de valores de los parámetros a y b es $200 < a < 600$ y $1.2 < b < 2.0$. Sin embargo, existe una amplísima gama de valores para estos parámetros, pudiendo en algunos casos alejarse notablemente de los rangos mencionados. La tabla 1 resume algunas de las relaciones encontradas en la bibliografía:

a	b	Tipo de precipitación
200.0	1.6	Estratiforme
300.0	1.4	Convectiva
115.0	1.2	Mixta
75.0	1.6	Mixta
280.0	1.6	Mixta
24.7	2.37	Convectiva

Tabla 1: valores de los parámetros a y b para relaciones Z-R encontradas en la bibliografía que corresponden a ajustes climatológicos, en los que se utiliza una serie de datos que comprende entre los 400 y los 500 días [10]. Otras han sido encontradas para un determinado tipo de eventos convectivos [16].

La potencia que mide el radar debida a la radiación en su dirección permite calcular la reflectividad. Sin embargo, esta variable alcanza valores muy elevados. Si las precipitaciones son muy intensas puede ser del orden de 10^4 a 10^6 . Para mayor comodidad y manejo de los datos a posteriori y con la ayuda de programas que aplican algoritmos para la visualización en imágenes de esta variable [2], se mide la reflectividad en decibelios, de manera que:

$$\text{dBZ} = 10 \log_{10}(Z) \quad (23)$$

Esta nueva variable permite una mayor comodidad a la hora de hacer los ajustes deseados [10]. Además, se puede hacer una distinción entre los tipos de precipitación según la situación meteorológica. Normalmente, $12 < dBZ < 40$ se asocia a precipitaciones estratiformes (no tormentosas), mientras que $40 < dBZ < 55$ se asocia a las precipitaciones de tipo convectivo, es decir, a lluvias intensas producidas por tormentas [17]. Por encima de 55 dBZ, se considera que la señal puede estar contaminada por hidrometeoros de gran tamaño, como por ejemplo, el granizo. Un ejemplo de uso de la relación Z-R para calcular de forma directa el ritmo de precipitación está descrito en la tabla 2:

dBZ	Z	$R = \sqrt[1.6]{\frac{Z}{200}}$ (mm/h)
15	$10^{1.5}$	0.3
20	$10^{2.0}$	0.7
30	$10^{3.0}$	2.7
40	$10^{4.0}$	11.5
45	$10^{4.5}$	23.7
50	$10^{5.0}$	48.6
55	$10^{5.5}$	100.0

Tabla 2: Diferentes ejemplos de cálculo del ritmo de precipitación R (mm/h) para distintos valores de decibelios de reflectividad dBZ usando (21). En rojo se ha señalado el valor de la reflectividad a partir del cual la señal del radar estaría contaminada por granizo o nieve.

1.3. Fuentes de error del radar meteorológico

La detección de los hidrometeoros tanto temporal como espacialmente y su cuantificación a través de la reflectividad conlleva una serie de fuentes de error que es muy importante identificar y cuantificar en la práctica [6]. La señal del radar se puede llegar a contaminar en gran medida debido a estas fuentes de error. A continuación se enumeran las principales fuentes de error en la medida de la reflectividad y su posible corrección [2,10]:

- **Calibración electrónica:** esta fuente de error se agrupa en la constante C de la ecuación del radar (18). La correcta calibración cada cierto tiempo tanto de la antena como del transmisor es fundamental para obtener una medida coherente de la reflectividad. A pesar de ello, pueden existir fluctuaciones de la potencia emitida y recibida tras la calibración. Dichas fluctuaciones se pueden corregir en gran medida comparando la precipitación derivada de la relación Z-R sobre un largo período de tiempo con la precipitación acumulada observada por las estaciones meteorológicas durante el mismo período de tiempo.
- **Discretización temporal:** para determinar el campo de reflectividad, el radar realiza unos escaneos en el espacio cada cierto tiempo, primero disparando a un ángulo de elevación θ constante y realizando un escaneo circular, rotando la antena para todos los ángulos azimutales ϕ , repitiéndose este proceso para varios ángulos de elevación. El volumen de datos resultante toma una forma de cono y se le denomina volumen polar.

El ritmo al que gira la antena a una determinada elevación y el número de elevaciones que se realizan determinan el tiempo que tarda el radar en hacer un escáner completo del espacio. La diferencia de tiempo entre 2 escaneos espaciales completos sobre un mismo punto de la superficie define la resolución temporal del radar. Esta resolución se encuentra entre los 20 y los 30 s. Los radares de la red de AEMET realizan un escaneo del volumen polar de datos cada 10 minutos con 20 ángulos de elevación, lo que supone una resolución temporal de 30 s.

El movimiento y desarrollo de las precipitaciones a escalas temporales menores que la resolución temporal del propio radar es otra principal fuente de error en las medidas de reflectividad. Una manera de lidiar con este problema es conseguir una resolución temporal del radar más elevada, es decir, que sobre un mismo punto, se haga un escaneo en todas las elevaciones en un menor intervalo de tiempo. Sin embargo, esto implicaría una reducción de la resolución espacial de los datos, incrementando el ruido, ya que se estaría reduciendo el número de pulsos emitidos por el radar.

- **Muestreo en altura:** El escaneo de todo el volumen polar viene determinado por la altura que alcanza el rayo que dispara el radar con un determinado ángulo de elevación. Esta altura h se define por encima del transmisor de la antena y adopta una forma no lineal, obedeciendo:

$$h = \sqrt{r^2 + (k_e R_T)^2 + 2rk_e R_T \sin \theta} - k_e R_T \quad (24)$$

En donde k_e es una constante que incluye el efecto de la refracción en la propagación del rayo del radar ($k_e \approx 4/3$), R_T es el radio terrestre, r y θ definidos anteriormente. Para poder obtener la reflectividad a una cierta altura, se utilizan algoritmos que proyectan e interpolan a una malla horizontal en coordenadas cartesianas sobre dicha altura del perfil de datos. La proyección hacia la superficie se realiza con el perfil de datos del ángulo de elevación más bajo, en este caso $\theta = 0.5^\circ$. Esta proyección define un producto derivado que se denomina *Plan Position Indicator* o PPI. La proyección e interpolación a una determinada altura se denomina *Constant Altitude Plan Position Indicator*, o CAPPI. Se debe entender la altura del rayo del radar como la altura que adquiere el flujo de máxima potencia (el lóbulo principal de energía incidente, ver figura 3).

La figura 7 muestra la representación de h en función de la distancia al radar r :

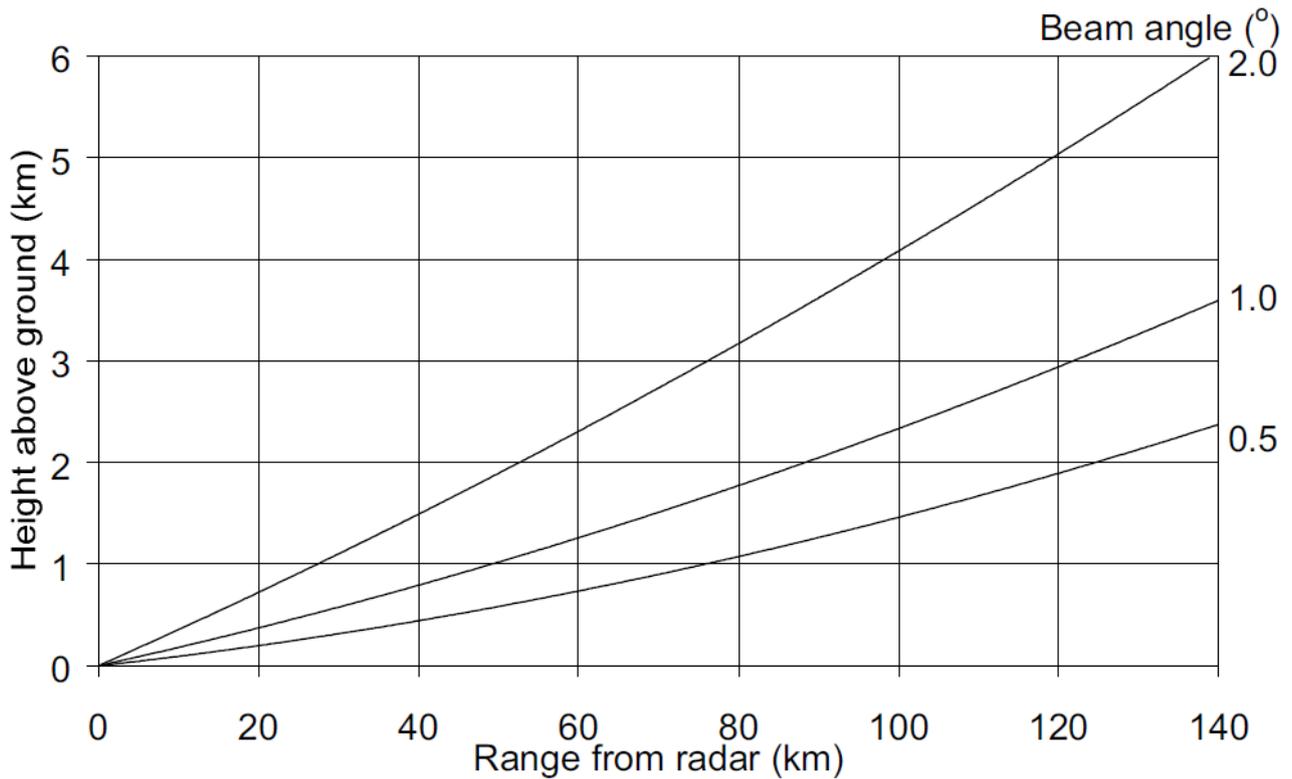


Figura 7: Altura del rayo del radar en km sobre el nivel de la antena en función de la distancia en km para algunos ángulos de elevación θ . La curvatura del rayo depende muy fuertemente de la refracción atmosférica k_e . A rangos superiores a los 100 km, la desviación en altura es muy notable. Fuente: [10]

Como se puede intuir a partir de la figura 7, a medida que el haz se aleja del radar, mayor es la degradación de la resolución espacial, ya que a mayor distancia, mayor es el volumen de escaneo V_{res} y menor representatividad tiene con respecto a la superficie. Si además el rayo atraviesa la superficie de temperatura de $0^\circ C$, denominada isocero, se atraviesa una zona donde en las propias nubes coexisten cristalitas de hielo. Si esto ocurre, puede resultar en un aumento notable de la señal de la reflectividad. Este efecto se conoce como banda brillante. Para corregir este efecto, se hace un estudio de la reflectividad en altura para determinar el factor de corrección necesario.

Para corregir el problema de la distancia al radar, es necesario conocer el denominado Perfil Vertical de Reflectividad (PVR). Si a grandes distancias el valor representado no es realista, se pueden extrapolar a la superficie los valores de reflectividad en altura para la distancia deseada, como muestra la figura 8:

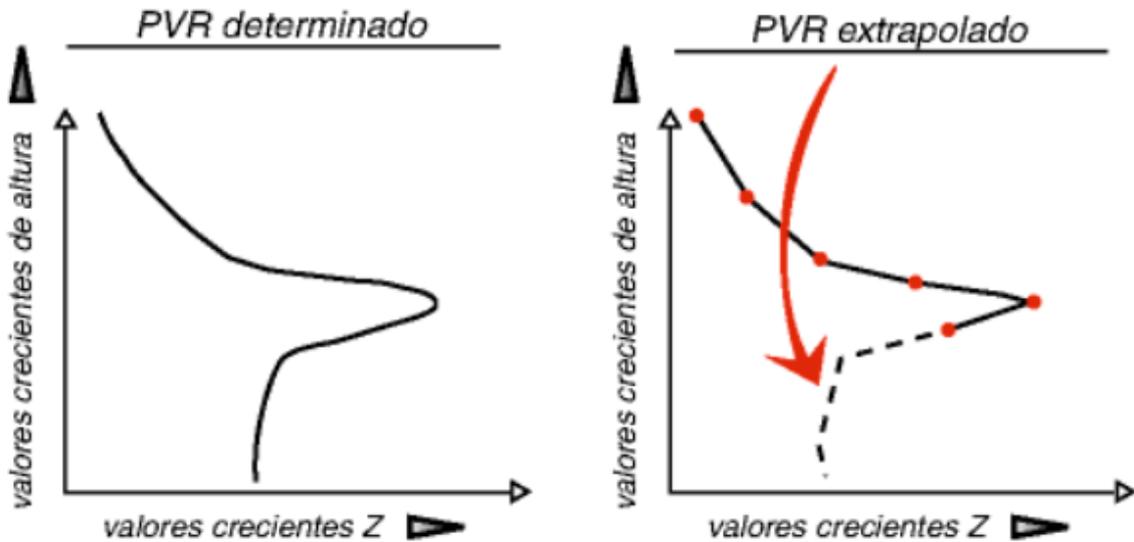


Figura 8: Técnica de extrapolación del PVR para la corrección del problema a grandes distancias del radar. En la imagen de la izquierda se tiene un perfil idealizado de reflectividad en altura, mientras que en la imagen de la derecha se muestra en un esquema de puntos el perfil reconstruido aplicando una extrapolación. Sin embargo, esta técnica supone un PVR homogéneo en altura, un hecho cuestionable debido a la variabilidad de la reflectividad. Fuente: Curso de Posgrado de Climatología Aplicada/Fuentes de error de la medida radar/Errores debidos a la intercepción del haz con el terreno[2]

- Discretización espacial:** La proyección e interpolación hacia una determinada superficie horizontal en coordenadas cartesianas de los datos de reflectividad tiene asociados unos errores de representatividad, análogos a los descritos en la discretización temporal. Dichos errores se incrementan notablemente con la distancia al radar y al tratar de reproducir precipitaciones de gran intensidad en escalas espaciales menores que la propia del radar. Además de estos factores, se debe tener en cuenta que cada vez que el radar hace un escaneo de un cierto volumen V_{res} , se hace un promedio de los pulsos emitidos. Debido a la gran variabilidad del tamaño y velocidad que pueden adquirir los hidrometeoros, es necesario lanzar muchos pulsos y promediarlos para obtener una medida fiable espacialmente. Si se deciden lanzar pocos pulsos, el promedio puede degradar la resolución espacial de la reflectividad. Los radares de la red de AEMET aplican este proceso de proyección e interpolación a una malla horizontal de $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ de resolución con 480×480 píxeles en condiciones normales.
- Ecoss de tierra, propagación anómala y bloqueo:** La intercepción del haz del radar con objetos inmóviles es la principal causante de los denominados ecos de tierra, propagación anómala y el bloqueo del haz del radar. La figura 9 muestra gráficamente las causas de estos tres efectos:

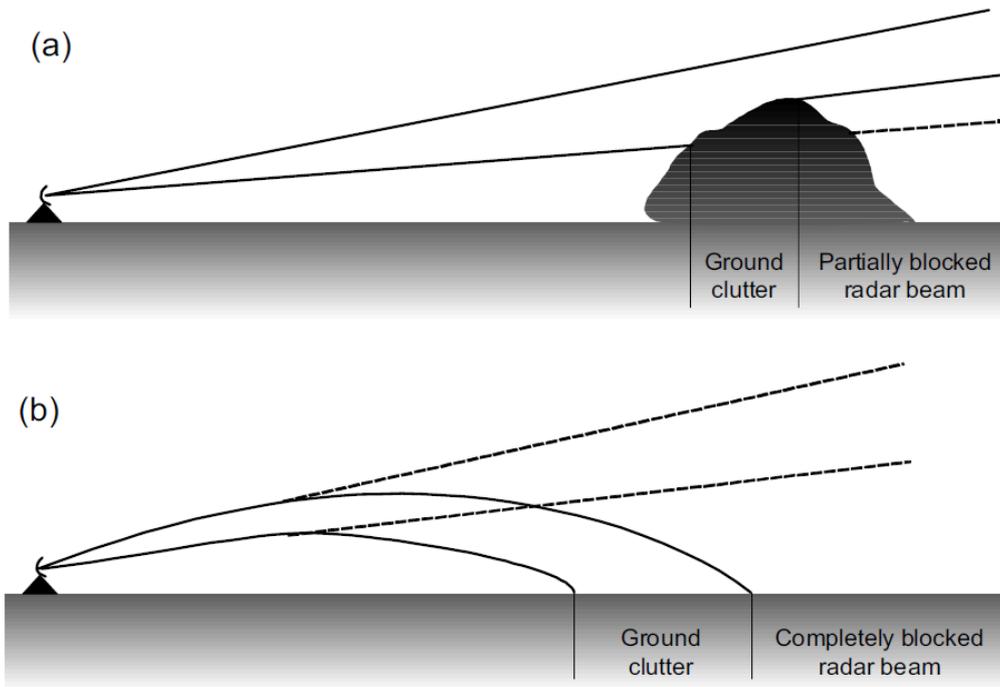


Figura 9: Diagrama representativo de las causas de los ecos de tierra, propagación anómala y bloqueo del radar. (a) Cuando el haz del radar intercepta un objeto inmóvil, parte de la energía incidente queda apantallada por el objeto y se pierde parte de la potencia emitida. El apantallamiento puede ser parcial o total, según el tipo de objeto que se intercepte. El apantallamiento se entiende como bloqueo. Los lóbulos secundarios del haz del radar suelen interceptar los objetos inmóviles. (b) Los cambios en el índice de refracción atmosférica debido a cambios de la densidad del aire pueden alterar notablemente el valor de la constante k_e de la ecuación (8), de modo que la curvatura de $h(r)$ pase de cóncava a convexa en determinadas situaciones. Si esto ocurre, el haz del radar puede chocar contra la superficie terrestre y el rayo queda completamente bloqueado. Fuente: [10]

Existen dos técnicas que permiten eliminar parcial o totalmente estos efectos. La primera de ellas consiste en analizar el movimiento de las partículas con ayuda del radar Doppler, que utiliza este efecto para calcular la velocidad radial de modo que una velocidad radial no nula a lo largo del tiempo implicaría un movimiento por parte de las partículas detectadas. Una velocidad radial nula constante en el tiempo permite identificar aquellas zonas donde hay ecos de tierra. La segunda técnica consiste en el uso de máscaras, en que se identifican aquellas señales no meteorológicas a partir de una serie temporal de medidas de reflectividad, para identificar aquellas zonas donde habitualmente hay ecos de origen no natural.

La reconstrucción del campo de reflectividad una vez eliminados estos efectos se realiza a través de la sustitución del píxel contaminado por otro contiguo en dirección radial a la misma elevación que no lo esté. En caso de no encontrar ninguno, se procede a sustituir el píxel contaminado por su análogo a la siguiente elevación, como muestra la figura 10.

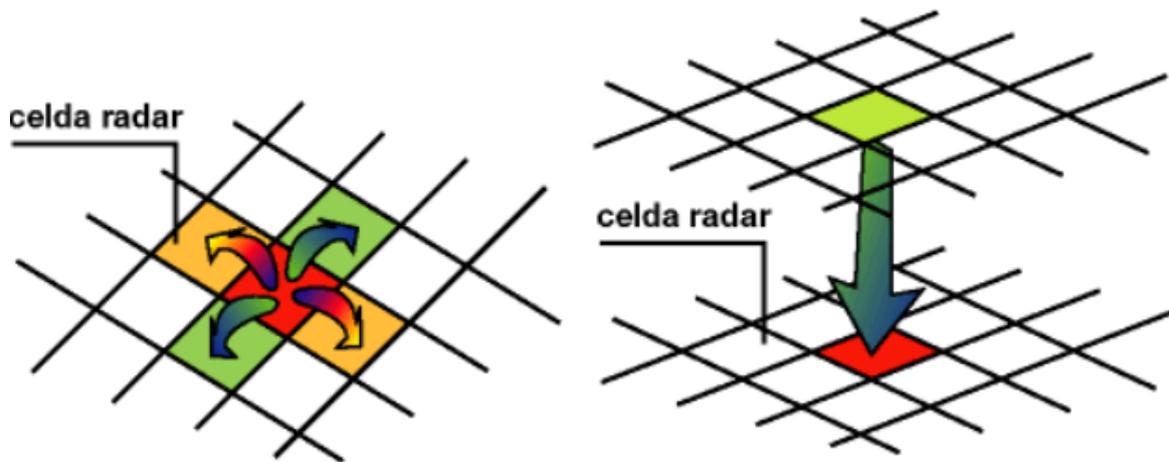


Figura 10: Corrección de los píxeles contaminados de reflectividad mediante el proceso de sustitución. En la imagen izquierda, se sustituye el píxel problemático por su contiguo en dirección radial. Si no es posible, se procede a aplicar la corrección mostrada en la imagen derecha, en que se hace la sustitución por el análogo a la siguiente elevación. Esta última técnica conlleva la potencial infraestimación de la reflectividad, ya que la reflectividad en altura tiende a disminuir. Sustitución de los ecos de suelo[2]

- Atenuación:** La atenuación es un fenómeno en el que la señal de reflectividad se hace muy débil. Este efecto es debido a la vibración de las moléculas de agua y la absorción de la energía incidente del radar por éstas. Este problema puede llegar a ser especialmente grave si la cúpula del radar (denominada radomo) pierde sus propiedades hidrofóbicas (repeler el agua) al ser recubierta por una capa de agua durante las precipitaciones. En ocasiones, la señal se puede llegar a perder del todo, dejando inoperativo el radar durante horas. Si la atenuación es parcial, se puede reconstruir la señal del radar si se conoce una expresión para la función de atenuación $L(r)$. Si la atenuación es total, no es posible reconstruir el campo de reflectividad y se deben recurrir a otras técnicas, como la interpolación de la precipitación observada y, a través de una relación Z-R conocida, traducir el ritmo de precipitación a reflectividad. De esta manera, se podría obtener un campo aproximado.

1.4. Fuentes de error de la conversión Z-R

La presencia e interacción de diversos procesos contenidos en la microfísica, como por ejemplo la coalescencia (formación de gotas de lluvia por agregación), la condensación, la evaporación o la acreción (formación de gotas de lluvia subfundida, que se congelan inmediatamente por colisión) influyen directamente en el tamaño y tipología de los hidrometeoros. Dicha variación puede llegar a ser muy variopinta tanto espacial como temporalmente, un hecho que repercute directamente a la hora de cuantificar la forma de la función de distribución $N(D)$ y por tanto, a la medida de la reflectividad y del ritmo de precipitación, de modo que en un mismo episodio de lluvias, pueden coexistir todos estos factores, haciendo que la reflectividad pueda variar a escalas mucho más pequeñas que la resolución temporal del propio radar, con lo que suponer una única relación Z-R para un mismo episodio de lluvias suele ser una fuente de error [6].

La relación Z-R puede no ser única para un mismo episodio de precipitaciones y debido a los factores mencionados, es necesario el análisis de la función $N(D)$ y de los procesos microfísicos en cuestión para poder catalogar cada relación Z-R en función del tipo de precipitación que se tenga (Tabla 2). Para mitigar errores derivados de los procesos de microfísica, los cuales se suelen producir en escalas de tiempo del orden de minutos [10], es óptimo el estudio del campo de reflectividad horario [13],[14],[15]. La figura 11 muestra la interacción de la microfísica en el proceso de formación de gotas de lluvia:



Figura 11: La microfísica en el proceso de formación de gotas de lluvia. Los distintos procesos dan lugar a variaciones tanto espaciales como temporales de la función de distribución $N(D)$ (condensación, evaporación, coalescencia y acreción) y por tanto, de la relación Z-R y de la intensidad de las precipitaciones, haciendo que éstas puedan ser de origen convectivo, estratiforme o mixto. Fuente: Errores relacionados con la variación de la relación Z-R [2]

1.5. Lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana. Episodio del 11 y 12 de octubre de 2007

Durante los días 11 y 12 de octubre de 2007 tuvo lugar un evento de lluvias torrenciales en la Comunidad Valenciana en que se registraron más de 400 mm de precipitación, la mayoría de esa cantidad recogida en pocas horas, en la región de Alicante, en la Comunidad Valenciana. Las inundaciones provocadas por las intensas precipitaciones causaron la muerte de una persona, el rescate de 40 más, 243 personas evacuadas, 1200 viviendas afectadas y un coste económico alrededor de 100 millones de euros [3]. La causa física de tan peligrosa situación meteorológica estuvo asociada a diversos factores: una Depresión Aislada en Niveles Altos (DANA) sobre la vertical del levante peninsular, el flujo directo de viento de componente marítimo de dirección noreste, cálido y húmedo de largo recorrido (desde el Mediterráneo Central) y la propia orografía de la región [11], que fue capaz de disparar tormentas y aguaceros muy intensos [21,22,23,24].

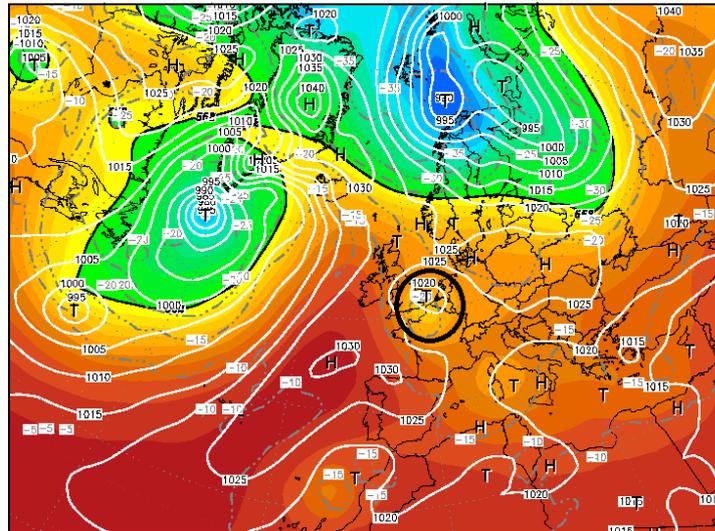
Los modelos meteorológicos, con su herramienta de reanálisis, permiten reconstruir los patrones sinópticos (disposición de anticiclones y borrascas) para un momento dado del pasado. Esta información, a la vez que una simulación numérica de estos eventos meteorológicos tan característicos, es fundamental para la comprensión de los procesos físicos que intervienen en el momento en que se produce la situación de tiempo adverso [11]. Además de esta información, también es posible obtener en líneas paralelas al presente trabajo una estimación de la precipitación horaria así como la total acumulada de forma determinista (un solo modelo [11]), o bien mediante una predicción por conjuntos (ensemble) [3]. Sin embargo, una predicción precisa mediante estas técnicas suponen un reto debido a errores en las condiciones iniciales y de contorno de los modelos, los cuales necesitan una alta densidad de observaciones meteorológicas para su correcto funcionamiento, así como representaciones imperfectas de procesos físicos cruciales, como por ejemplo la capa límite atmosférica o la microfísica [3]. La figura 12 muestra el campo de altura geopotencial, temperatura (en °C) a la altura de 500 hPa (5500 m de altura aproximadamente) y la presión a nivel del mar, en hPa para los días 10, 11 y 12 de octubre de 2007.

En la imagen superior de la figura 12, se puede ver la presencia de una DANA en el extremo sureste de Reino Unido, con su núcleo frío aislado de la circulación general y el poco reflejo en la presión en superficie. Mientras tanto, una cuña de altas presiones orientada al noreste asoma por el extremo occidental de la Península Ibérica y en el Mediterráneo occidental reinan valores de geopotenciales no demasiado altos, situación que propicia la llegada de posibles depresiones aisladas, como en este caso. En la imagen central de la figura 12, se puede ver claramente cómo la DANA y su núcleo frío que se ha mencionado toma dirección al sur, impactando sobre la Península Ibérica y situándose sobre el norte de la Comunidad Valenciana. La disposición de la DANA y el anticiclón acuñando gran parte de Europa Central, crean un flujo de vientos del noreste. En la imagen inferior de la figura 12, se puede ver la DANA centrada sobre la vertical del levante peninsular. La región de más altas presiones se sitúa sobre las Islas Británicas y el pasillo de vientos del noreste se vuelve estacionario.

La disposición de montañas de altura considerable (entre los 1000 y 1500 m) y valles orientados en la dirección del viento marítimo, cálido y húmedo, fueron capaces de desencadenar los mecanismos de disparo orográfico que formaron las potentes tormentas que descargaron cantidades de precipitación excepcionales. La figura 13 muestra la zona geográfica y la distribución de la altura del terreno como zona objetivo de este estudio.

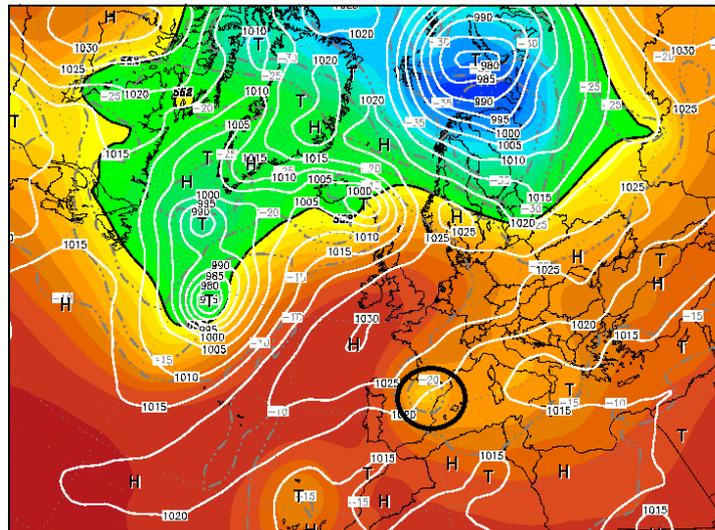
La figura 14 muestra la orografía de la zona más afectada por las inundaciones de este episodio. Se puede apreciar la orientación al flujo marítimo que tienen los valles en la citada región. El viento del noreste se canalizaría por los valles y activaría el disparo orográfico, generando tormentas muy intensas en ese sector. Así lo corrobora la figura 15, que muestra el viento en superficie analizado a través de imágenes de satélite a distintos instantes del episodio [11].

Init : Wed,10OCT2007 00Z Valid: Wed,10OCT2007 00Z
500 hPa Geopot.(gpm), T (C) und Bodendr. (hPa)



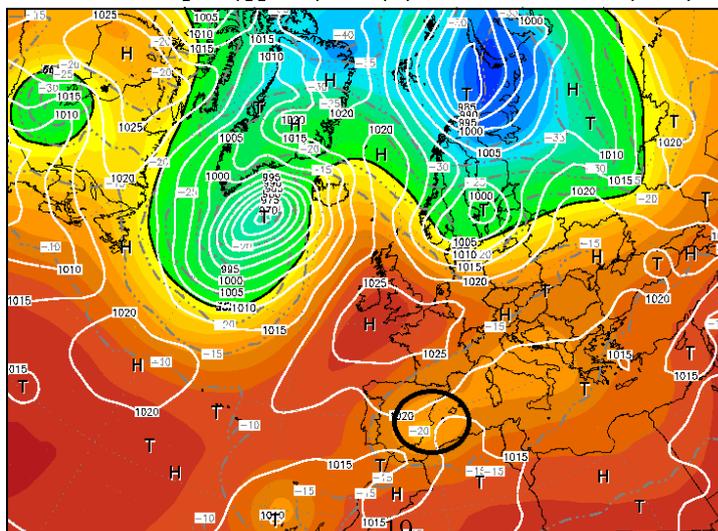
Daten: GFS-Modell des amerikanischen Wetterdienstes
 (C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Init : Thu,11OCT2007 00Z Valid: Thu,11OCT2007 00Z
500 hPa Geopot.(gpm), T (C) und Bodendr. (hPa)



Daten: GFS-Modell des amerikanischen Wetterdienstes
 (C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Init : Fri,12OCT2007 00Z Valid: Fri,12OCT2007 00Z
500 hPa Geopot.(gpm), T (C) und Bodendr. (hPa)



Daten: GFS-Modell des amerikanischen Wetterdienstes
 (C) Wetterzentrale
www.wetterzentrale.de

Figura 12: Altura geopotencial (coloreado) y Temperatura (líneas grises discontinuas) a 500 hPa aproximadamente y presión a nivel del mar (líneas blancas sólidas) de los días 10, 11 y 12 de octubre de 2007 a las 00 UTC. El círculo negro señala el área aproximada de influencia la DANA [18]



Figura 13: (a) Localización de la zona de estudio. (b) Orografía de la Comunidad Valenciana. Extraído de [11]

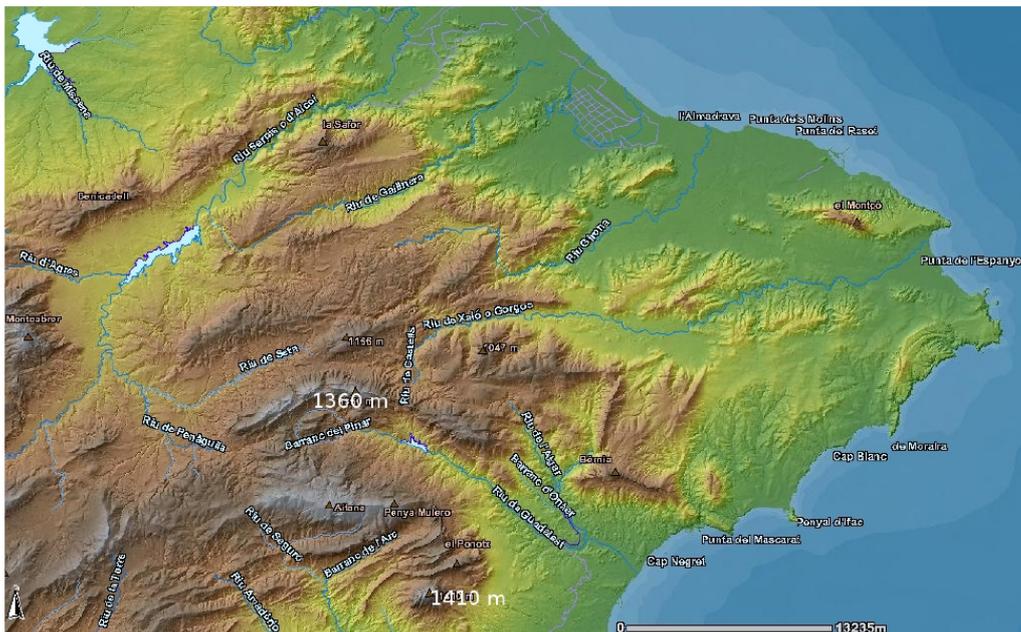


Figura 14: Orografía del norte de Alicante, la zona más afectada por el temporal. Se muestran numéricamente la altura de los picos más altos de la región. Extraído de [11]

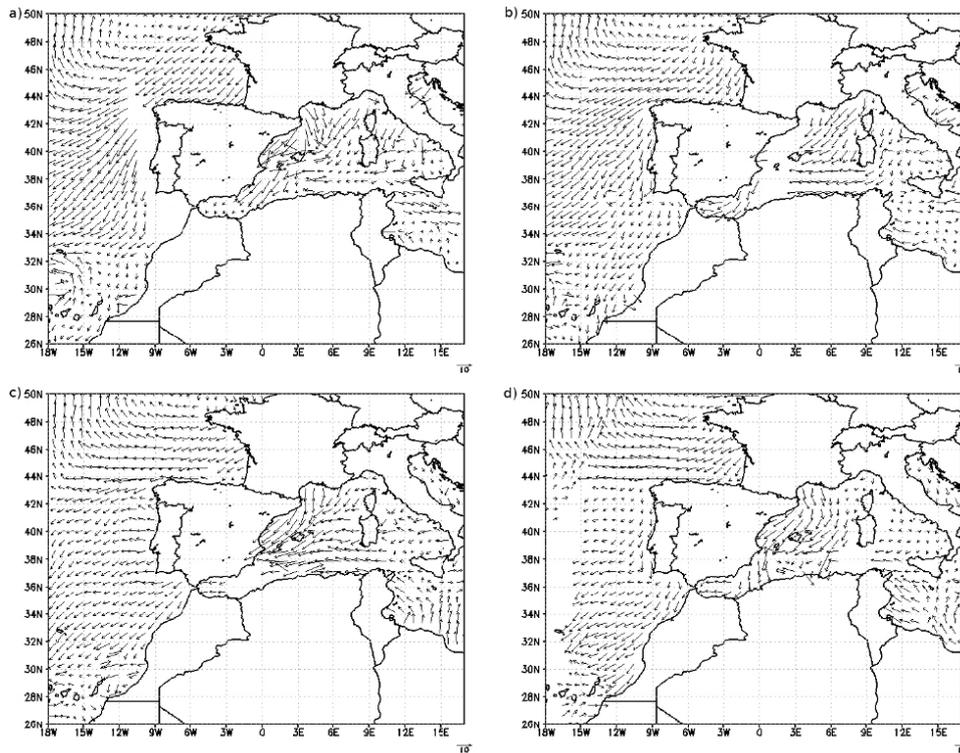


Figura 15: Campo de viento en superficie a las (a) 0600 UTC 11/10/2007, (b) 1800 UTC 11/10/2007, (c) 0600 UTC 12/10/2007, (d) 1800 UTC 12/10/2007. Extraído de [11] y Quikscat Seawind data courtesy of Remote Sensing Systems

La inestabilidad que provoca aguaceros y tormentas está directamente relacionada con el contraste térmico que hay entre la superficie y en altura. A la vez que se sumaban los factores ya mencionados y la baja fría en altura se situaba sobre la vertical del levante peninsular, dicha inestabilidad se traducían en un aumento considerable de energía potencial convectiva disponible (o CAPE en inglés), muy favorable para la formación de tormentas. La temperatura del nivel del mar en dicha región se situaba en torno a los $24\text{ }^{\circ}\text{C}$, como muestra el mapa de temperatura superficial del mar medido a través de satélite, mostrado en la figura 16:

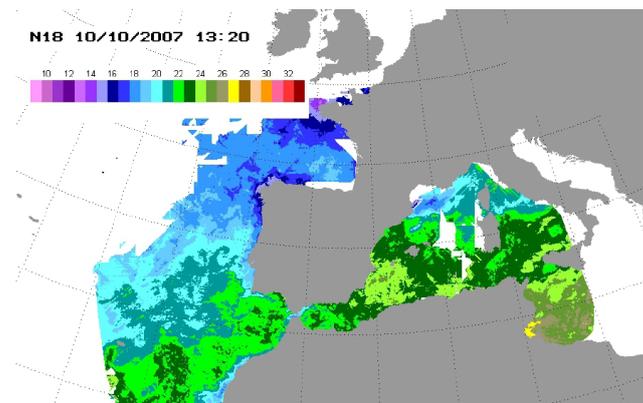


Figura 16: Mapa de temperatura superficial del agua el 10/10/2007. Extraído de [11] y de CEAM meteorology department (NOAA)

En esta misma región se situaba la DANA con su núcleo frío de temperaturas mínimas de alrededor de $-20^{\circ} C$ a unos 5500 m de altura. La madrugada del día 12 de octubre, la disposición de las nubes de tormenta era en forma de espiral ciclónica, tal y como muestra la imagen del satélite MSG-2 del Eumetsat en modo infrarrojo de la figura 17:

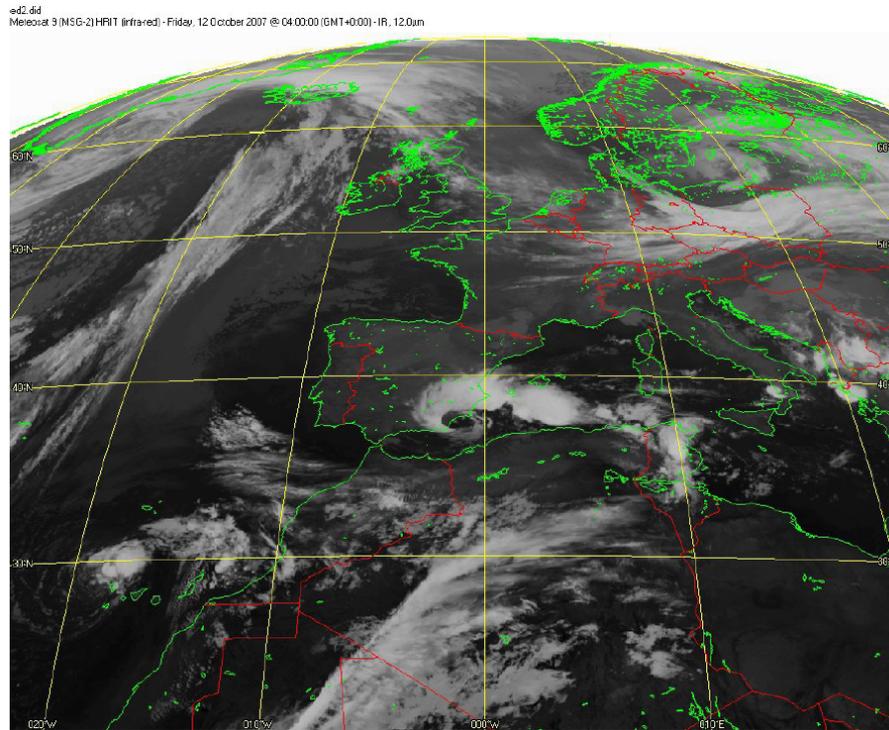


Figura 17: Imagen del satélite en modo infrarrojo el día 12/10/2007 a las 4h hora local. La disposición de las nubes sobre la Comunidad Valenciana forma una espiral ciclónica. Los tonos muy blanquecinos indican que las nubes son muy frías y tienen un gran desarrollo vertical. Extraído de Eumetsat y [11]

La mayor parte de los acumulados de precipitación se registraron durante la madrugada del día 12. En ese lapso de tiempo llegaron a registrarse en algunas estaciones el 95 % de la precipitación acumulada en todo el episodio. La tabla 3 muestra un resumen de datos recogidos para algunas de las estaciones en la zona de máximo impacto. La figura 18 muestra la localización de dichas estaciones.

Estación	Acrónimo	Precipitación acumulada (mm)
Alcalalí	ALC	437.2
Gallinera	GAL	413.0
Isbert	ISB	384.2
Carrasca-Pego	CAR-PEG	359.6
Canales Altos del Serpis	SER	354.1
Beniarrés	BEN	314.8

Tabla 3: precipitación acumulada registrada por algunos de los pluviómetros situados en la zona de mayor impacto del temporal. En dos estaciones se superaron los 400 mm de precipitación total acumulada.

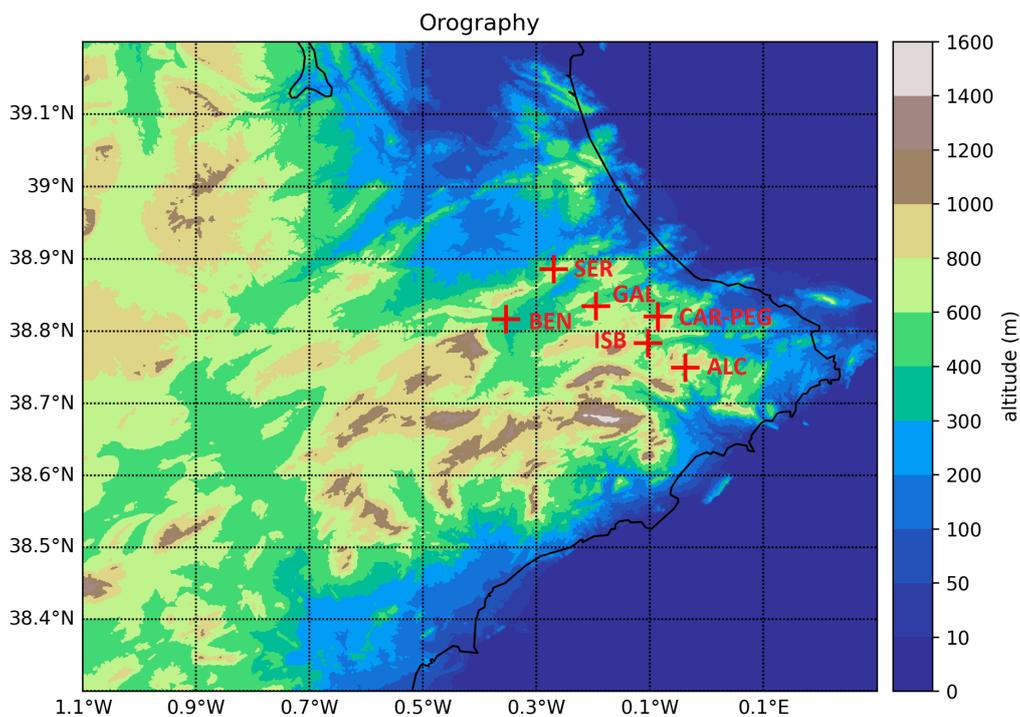


Figura 18: Modelo digital del terreno (MDT) mostrando la altitud aproximada y localización de los pluviómetros mostrados en la tabla 3. La resolución del MDT es limitada y ello explica que algunos contornos sobrepasen el nivel del mar.

Este tipo de temporal se puede clasificar climáticamente como uno de los temporales excepcionales que ha afectado a la Comunidad Valenciana a lo largo de las últimas décadas. En estudios anteriores se revisó la base de datos de los pluviómetros de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) en la zona de Alicante desde 1957 hasta 2008 y en la serie de datos encontraron en dicha zona un total de 112 días en que la precipitación excedió los 200 mm en un día, clasificando como excepcional un episodio en que se registre un valor de precipitación que supere dicho umbral [11]. Destaca un máximo local de 878 mm en 24 h en la estación de Xàbia el 2 de octubre de 1957. También son completamente excepcionales y singulares los temporales del 3 de noviembre de 1987, con 817 mm en 24 h en Oliva y 720 mm en Gandia. La figura 19 muestra la precipitación total acumulada en 48 horas por el temporal. Esta figura se ha obtenido mediante el método de interpolación de kriging de todas las observaciones disponibles sobre una malla de dimensiones 200×200 , en donde algunas zonas terrestres han quedado recortadas debido a la resolución de la malla que enmascara los puntos que pertenecen al mar. La zona de máxima precipitación acumulada coincide con la zona montañosa del sector mostrado en la figura 18, hecho que refuerza el argumento antes expuesto sobre el disparo orográfico que pueden llegar a producir las condiciones acusadas de inestabilidad [11]. Se puede apreciar que el máximo de precipitación acumulada en todo el episodio oscila entre los 400 y los 450 mm, cantidades excepcionales dado el intervalo de tiempo en que se acumularon. Las zonas circundantes a este máximo superan los 150 mm. También es destacable el máximo de acumulado de precipitación en la región de Valencia, en que se registraron entre 150 y 200 mm.

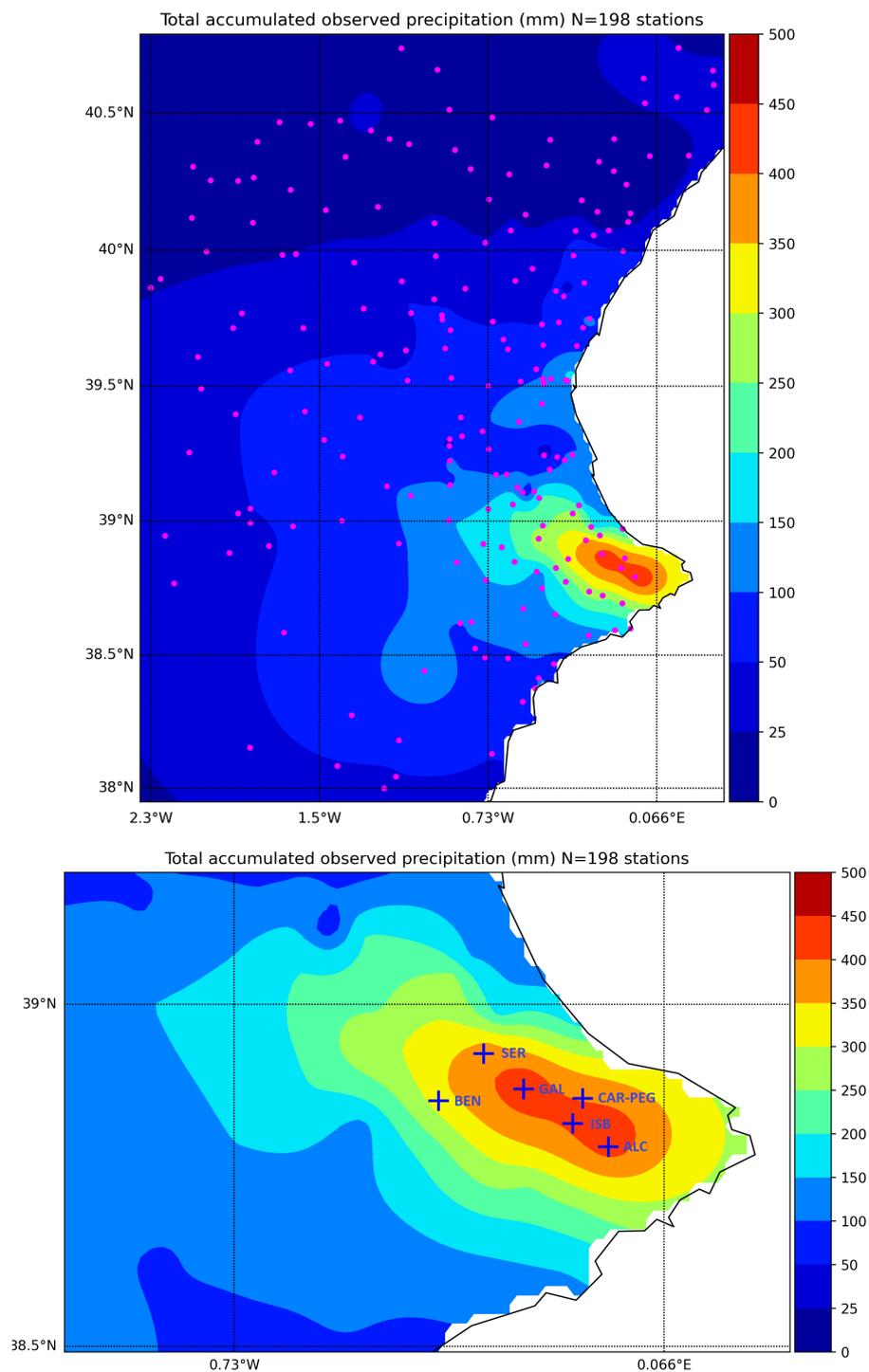


Figura 19: Precipitación total acumulada en el temporal, medida por la red de estaciones del Servicio Automático de Información Hidrológica (SAIH) de la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ) y AEMET. En la imagen superior se muestra el mapa de precipitación total acumulada en el área geográfica en la que se encuentra la red de estaciones, la cual su localización ha sido marcada con puntos de color magenta. En la imagen inferior se ha ampliado la zona donde más precipitación se registró, al noreste de Alicante, y se ha marcado con una cruz y nombrado los acrónimos de aquellas estaciones en las que se registraron los mayores acumulados (Tabla 3). Se muestra también las $N = 198$ estaciones que conforman la red de observaciones.

2. Metodología

La excepcionalidad del temporal descrito anteriormente requiere de técnicas puramente experimentales para poder estimar en la mejor medida posible la gran cantidad de lluvia recogida en tan poco tiempo. La disponibilidad de datos de reflectividad y de las observaciones que proporcionan los pluviómetros es fundamental en la aplicación de estas técnicas. En esta sección se analiza la disponibilidad de los datos, la corrección de problemas y la derivación de una técnica que permite estimar el campo de precipitación acumulada en todo el episodio usando los datos del radar, así como la calibración de estos datos para obtener el campo de lluvia acumulada más preciso posible.

2.1. Recopilación de información espacial y temporal

Para describir cuantitativamente el temporal de interés, es necesario primero de todo establecer un período de tiempo que englobe suficientemente las características más severas que se han observado, en este caso, las lluvias torrenciales. Por ello, tanto estudios pasados [11], [3] como el presente establecen un período de 48 h para este temporal, que engloba los días 11 y 12 de octubre de 2007.

La información espacial se refiere a la distribución en el espacio tanto de la reflectividad medida por el radar, así como la precipitación distribuida en diferentes puntos de la región de estudio. La información temporal se refiere al intervalo de tiempo que hay entre medidas. Los datos de reflectividad han sido proporcionados por AEMET y cada radar regional crea una malla de 240×240 puntos con una resolución espacial de 2×2 km, mientras que los datos de precipitación observada por cada una de las estaciones han sido proporcionados por dos fuentes: AEMET y la Confederación Hidrográfica del Júcar, esta última parte del Sistema Automático de Información Hidrológica (SAIH), que administra las cuencas de la zona afectada por el temporal. A diferencia de lo expuesto anteriormente, debe notarse aquí que la resolución de los datos de reflectividad proporcionados es menor a la habitual, que es de 480×480 puntos con una resolución espacial de 1×1 km, debido a la escasez de almacenamiento de datos de AEMET.

Las estaciones meteorológicas automáticas de la red de AEMET proporcionan datos cada hora, mientras que las estaciones de la red del SAIH son de dos tipos: unas proporcionan datos de intensidad de precipitación cada 5 minutos, mientras que otras solo ofrecen información de tipo climatológico, es decir, proporcionan datos de precipitación acumulada durante las últimas 24 horas. La información de la reflectividad medida por el radar se comprime en un archivo de tipo NetCDF4 (Network Common Data Form). Este tipo de archivos permite la exploración de múltiples variables en formato numérico para distintas plataformas computacionales. Es decir, que la información de la reflectividad viene dada por una matriz de valores numéricos de dimensión 240×240 , y se crea una matriz cada 10 minutos. La figura 20 muestra gráficamente el campo de reflectividad visto por el radar de Valencia para un instante dado del temporal.

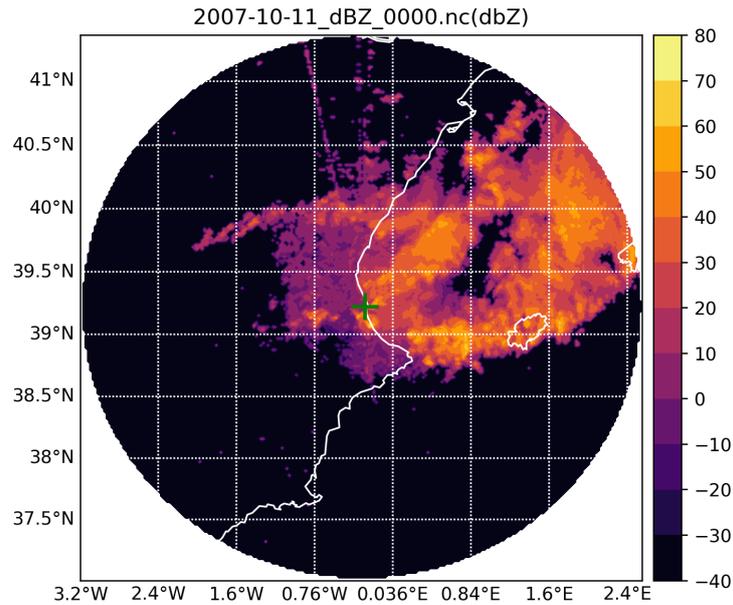


Figura 20: Proyección del PPI sobre la horizontal al ángulo de elevación más bajo (0.5 °) de la reflectividad medida por el radar de Valencia entre las 00:00 horas y las 00:10 horas el día 11/10/2007. Visualizado a través de Python versión 3.7

La figura 21 muestra un histograma de la estación automática de Beniarrés (BEN) de la red de estaciones del SAIH, uno de los puntos donde más llovió en todo el episodio:

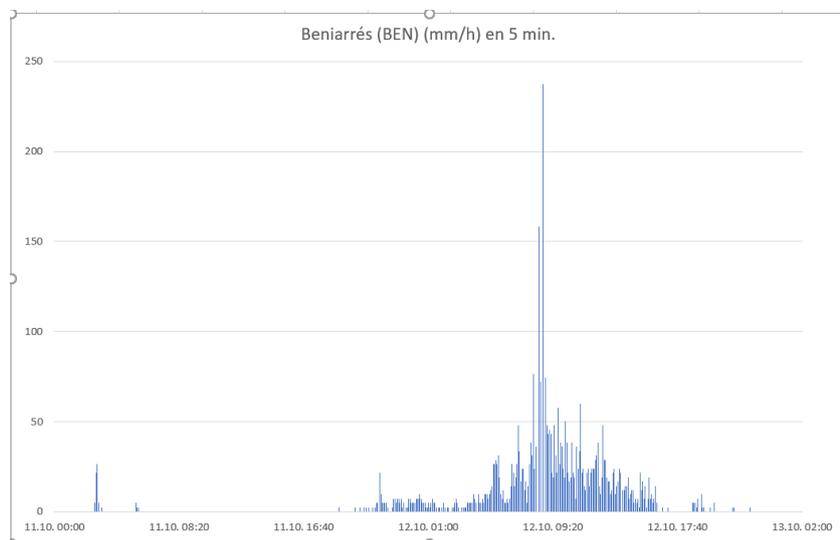


Figura 21: Histograma de la intensidad de precipitación en mm/h medida a intervalos de 5 minutos de la estación de Beniarrés (BEN). Notar las intensidades excepcionales durante la mañana de día 12/10/2007.

La red de estaciones de AEMET y SAIH, usada para obtener la figura 19, conformará la región de estudio de este temporal. La figura 22 muestra la distribución de estas estaciones:

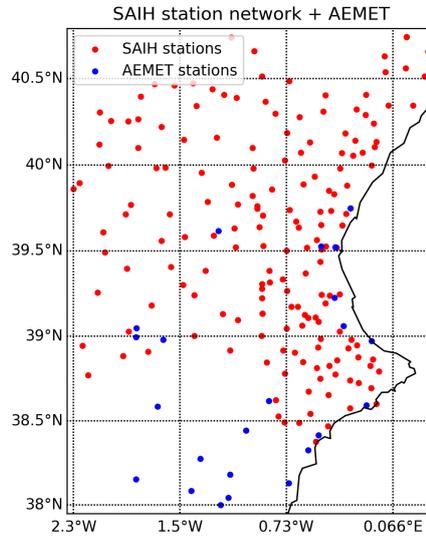


Figura 22: Distribución de la red de estaciones de AEMET y SAIH, que conforman la región del presente estudio

En total se contabilizan 198 estaciones en la región de interés, de las cuales 174 (el 88 % del total) pertenecen a la red de SAIH, mientras que las 24 restantes (el 12 %) pertenecen a la red automática de AEMET. De la red de SAIH, hay 132 estaciones para las que se disponen de datos de ritmo de precipitación, o intensidad de precipitación cada 5 minutos (el 67 % del total de estaciones y el 76 % del total de estaciones SAIH), mientras que el resto de estas estaciones (42 estaciones climatológicas), supone el 21 % del total de observaciones disponible y el 24 % de la red de SAIH.

2.2. Identificación de problemas y mitigación

Derivar una relación Z-R de calidad y con un alto grado de fiabilidad para la caracterización de este episodio y la calibración del radar requiere de una continuidad tanto espacial como temporal tanto de los datos de reflectividad como de la precipitación observada, sobre todo en los momentos más críticos del episodio, cuando se registran las precipitaciones más intensas. Desafortunadamente, para este caso de estudio surgen una serie de problemas que lo convierten en un caso patológico. A continuación se enumeran los problemas más graves encontrados y algunos pasos para su mitigación. En los siguientes puntos se analiza en profundidad cada problema y las técnicas aplicadas para su mitigación.

Bloqueo del radar, ecos de tierra y *spikes*: El radar de Valencia abarca toda la región de interés mostrada en la figura 21, con lo que los datos proporcionados serían suficientes para conseguir una calibración adecuada del radar.

Además, los datos son prácticamente continuos en el tiempo, es decir, se tienen datos de reflectividad cada 10 minutos durante las 48 h de duración del temporal, con algunas excepciones en según qué instantes. Sin embargo, a lo largo de todo el episodio el radar tuvo un bloqueo total en su franja suroeste, quedando ciego en esa zona. Los ecos de tierra, muy marcados, hacían imposible identificar la precipitación en algunos instantes. Como se puede ver también en la figura 23 en el recuadro 3, aparece una estructura en línea que forma franjas radiales que no se ha mencionado antes y que tienen origen en la posición del radar. Estos ecos no son de origen natural y se llaman *spikes* y están también asociados a ecos de tierra. Los datos representados en la figura 23 toman valores de reflectividad que no son realistas. Los ecos de tierra suelen estar asociados a reflectividades negativas. Esto significa que el haz del radar choca con objetos de grandes dimensiones que no están asociados a ningún hidrometeoro. Para diferenciar entre unos elementos y otros, la literatura establece un umbral mínimo de reflectividad a partir del cual la señal puede estar producida por lluvia. El criterio más empleado establece que si $\text{dBZ} > 12$, la señal puede estar producida por lluvia [17], aunque algunos autores establecen este umbral en 10 dBZ para minimizar el impacto del ruido provocado por los problemas asociados al radar [19], de modo que existe cierta flexibilidad en cuanto a este criterio. Aún así, pueden existir ecos de tierra que den una señal de reflectividad positiva.

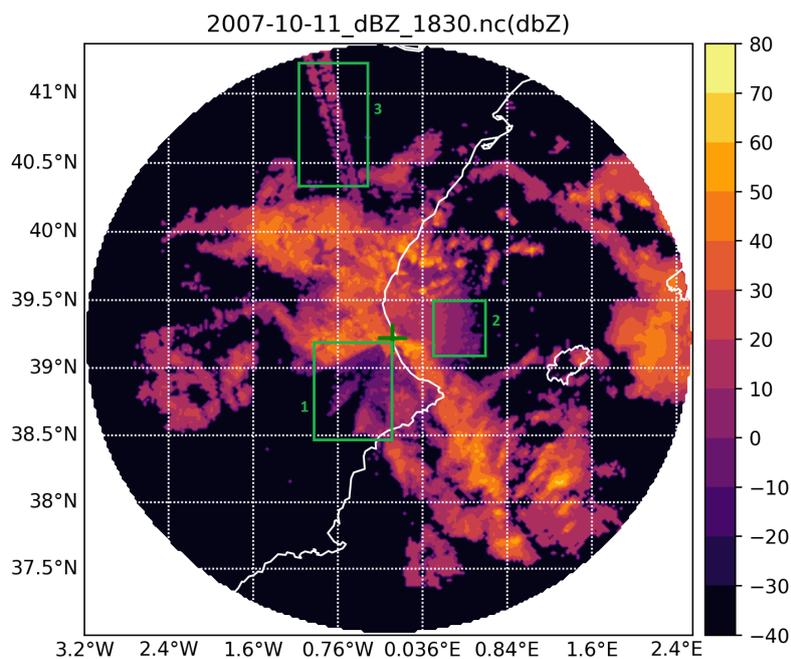


Figura 23: Imagen del campo de reflectividad vista por el radar de Valencia el día 11/10/2007 de 18:30 a 18:40 (PPI a 0.5°). Se ha marcado la posición del radar con una cruz verde. El cuadro verde 1 muestra la franja discontinua en el campo de reflectividad provocado por el bloqueo. El cuadro 2 muestra la franja concéntrica circular producida por los ecos de tierra y el cuadro 3 muestra la franja de *spikes*.

A priori, se podría pensar en que un método para corregir este problema sería establecer el criterio de reflectividad mínima para la matriz de reflectividad, y eliminar aquellos valores que estén por debajo del valor umbral. Sin embargo, en un episodio de lluvias, este método no es óptimo, ya que pueden quedar ecos residuales que no están asociados a lluvia.

Mitigación de los ecos de tierra Un método óptimo para eliminar los ecos de tierra y *spikes* es, o bien utilizar una máscara del radar calculada previamente, o bien utilizar el radar Doppler para identificar aquellos elementos estáticos asociados a los ecos de tierra [2]. Desafortunadamente, no existen datos de reflectividad del radar Doppler para este episodio, por lo que no es posible utilizar este método.

Sí existen para este episodio máscaras para identificar los ecos de tierra, pero la reflectividad asociada a las precipitaciones, que resultan en una señal con movimiento a lo largo del tiempo, oculta la señal de los ecos de tierra, los cuales son estáticos, de manera que se muestra finalmente el valor de reflectividad más alto que es, en este caso, el asociado a las precipitaciones. Este hecho se puede comprobar explorando la matriz de valores de reflectividad para un instante en que la precipitación ocupe parcial o totalmente una zona donde se hayan identificado ecos de tierra. Puede ocurrir que la señal final sea la suma de los ecos de precipitación (dinámicos) y de los ecos de tierra, de modo que esta señal tendría un valor completamente irreal. Es por este motivo que la escala de valores de la figura 23 llega hasta 80 dBZ. La exploración de valores de reflectividad para diversos instantes de tiempo muestra que no se ha identificado ningún valor completamente irreal de la señal del radar (no mostrado aquí), de modo que se ha considerado que el valor más alto de reflectividad está asociado a ecos dinámicos, es decir, a lluvia. Este hecho permite aplicar el filtro de reflectividad mínima para mitigar la contaminación de la señal producida por la señal inmóvil debida a los ecos de tierra y *spikes*.

Eliminación de la señal bloqueada La máscara de bloqueo mostrada en la figura 24 muestra el porcentaje de energía del radar bloqueada en el período en que sucedieron las lluvias torrenciales. Se puede apreciar el bloqueo total del haz del radar en la franja suroeste y un bloqueo parcial en un área muy extensa de escaneo. Este efecto es debido a la posición que ocupa el radar de Valencia, de coordenadas (39.17 °N, 0.25 ° W), situado a 247 m sobre el nivel del mar. Al suroeste de la posición de este radar, se alcanzan cadenas montañosas del orden de 1000 m sobre el nivel del mar, dentro del rango de alcance (ver figura 18). Esto provoca que en la elevación más baja del ángulo de disparo, se produzcan efectos de bloqueo muy severos. La gran pérdida de energía que sufre el radar de Valencia en su franja suroeste a lo largo del episodio supone una grave problemática a la hora de identificar los ecos más intensos y persistentes, que se dieron precisamente alrededor de esa franja. La manera óptima de reconstruir la señal bloqueada es a través del perfil de reflectividad en altura o perfil vertical de reflectividad (PVR). Por desgracia, no existen estos datos, de modo que no es posible aplicar esta técnica de reconstrucción.

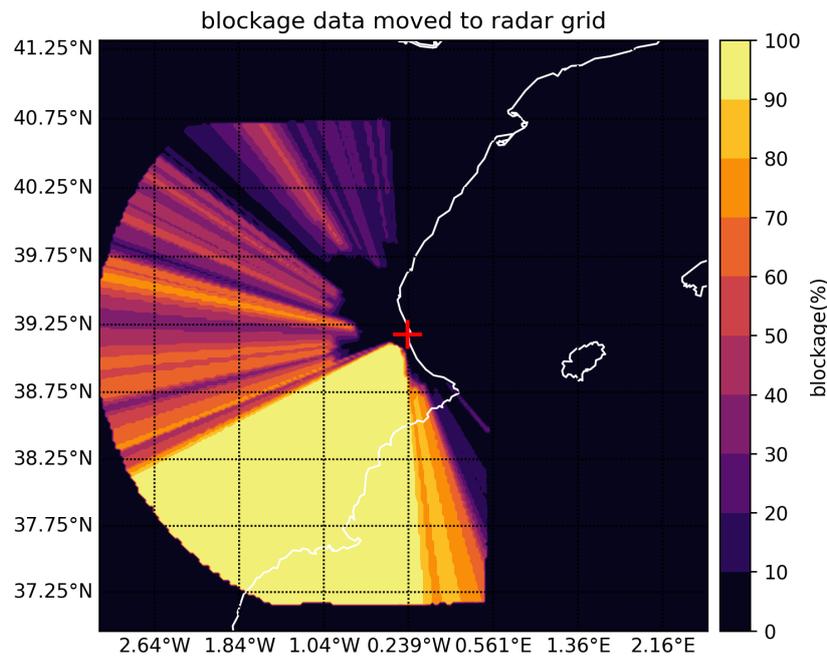


Figura 24: Máscara de bloqueo del radar de Valencia, elaborada y proporcionada por el *Grup de Meteorologia de la Universitat de les Illes Balears*. La cruz roja muestra la posición del radar. Las máscaras de bloqueo se derivan llevando a cabo una simulación numérica del haz del radar sobre un modelo digital del terreno [25]. Esta máscara de bloqueo tiene la misma resolución que la malla de reflectividad del radar. Sin embargo, se ha tenido que mover manualmente para que el origen de las franjas de bloqueo sea la posición del radar de Valencia, debido a la resolución limitada del MDT utilizada para elaborar la máscara (ver figura 18). Esta modificación manual es especialmente importante ya que de no hacerse correctamente no se puede reconstruir de forma adecuada la señal bloqueada.

Sin embargo, hay una técnica alternativa para la reconstrucción de la señal bloqueada. Esta técnica consiste en utilizar la matriz de valores de reflectividad del radar contiguo al de Valencia, el radar de Murcia, que sí fue capaz de representar la señal en las zonas donde el bloqueo era total. El radar de Murcia se sitúa en las coordenadas (38.27 °N, 1.19 ° W) a una altitud de 1274 m sobre el nivel del mar, altitud del orden de las cadenas montañosas situadas en la región de mayor impacto del temporal, de modo que este radar no sufrió problemas de bloqueo debido a objetos inmóviles, a diferencia del radar de Valencia. Esta técnica solo es efectiva si el radar contiguo no presenta problemas graves como los descritos anteriormente. La figura 25 muestra una comparación de valores de reflectividad para un momento clave del episodio, en que la señal era muy intensa. El radar de Murcia comparte algunos de los problemas del radar de Valencia, aunque menos graves. Si bien en la parte derecha de la figura 25 no se aprecia un gran porcentaje de señal bloqueada, sí se aprecia señal no meteorológica asociada a los ecos de tierra.

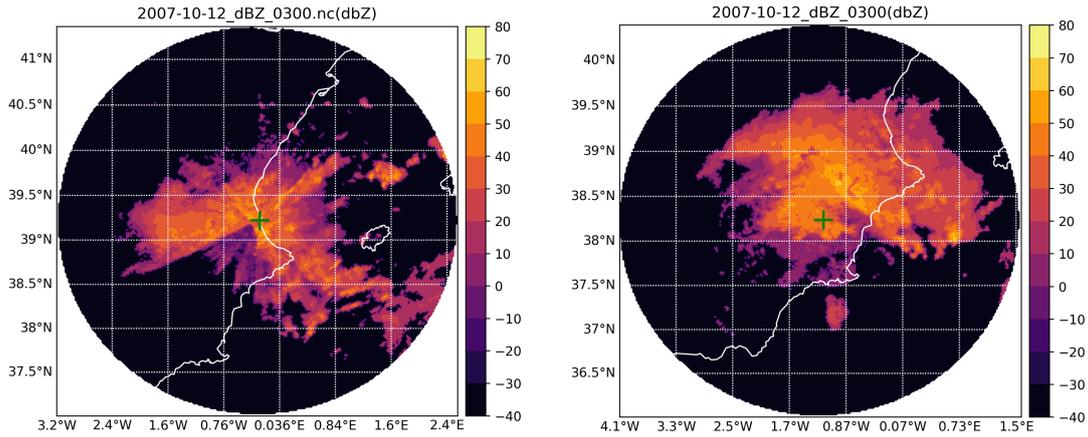


Figura 25: Imágenes de la reflectividad medida por el radar de Valencia (izquierda) y el radar de Murcia (derecha) el día 12/10/2007 a las 3 h (PPI a 0.5°), momento en que se estaban registrando precipitaciones torrenciales. Los datos de reflectividad del radar de Murcia pueden completar la región bloqueada del radar de Valencia. La cruz verde muestra la posición de ambos radares.

A diferencia del radar de Valencia, la señal no meteorológica marcada en el área de la figura 26 se mantuvo aproximadamente estacionaria a lo largo de todo el episodio. La máscara de bloqueo del radar en la parte derecha de la figura 26 tiene las mismas características que la del radar de Valencia. Se muestra que el porcentaje de energía bloqueada no llegó a superar el 30 % durante el episodio de lluvias.

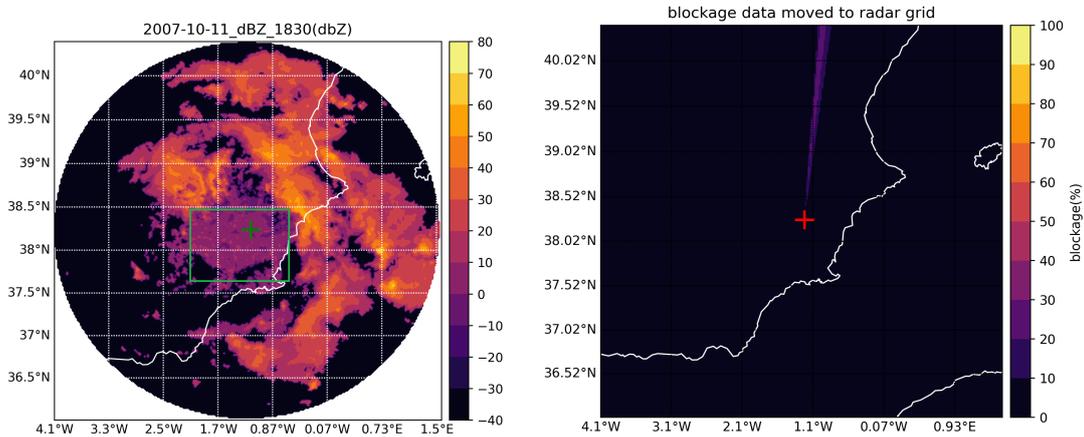


Figura 26: Reflectividad medida por el radar de Murcia el día 11/10/2007 a las 18:30 h (PPI a 0.5°). El recuadro verde de la figura de la izquierda señala el área aproximada de señal no meteorológica mientras que la figura de la derecha muestra la máscara de bloqueo del radar de Murcia para el episodio de estudio. Las cruces muestran la posición del radar de Murcia.

Atenuación del radar de Murcia Si bien el radar de Murcia puede ser una solución efectiva que ayude a mitigar los problemas que genera el radar de Valencia, en este caso existe un problema aún más grave que los descritos anteriormente. El radar quedó inactivo durante muchas horas, probablemente debido a que la cúpula del radar (radomo) perdió todas las características hidrofóbicas al caer lluvia sobre éste durante un amplio período de tiempo. Esto afecta muy gravemente a la calidad y resolución tanto espacial como temporal de los datos de reflectividad, ya que durante muchas horas no hubo datos de ningún tipo.

Concretamente, como se ha dicho anteriormente, el radar produce una imagen cada 10 minutos, de modo que durante todo el período de estudio, si hay una continuidad de los datos, habría $48 \times 6 = 288$ archivos de datos de radar disponibles. El radar de Valencia produjo 286 archivos de los 288 en condiciones óptimas durante el período de tiempo que duró el temporal, es decir, que hay un 99 % de datos disponibles del episodio. En cambio, el radar de Murcia produjo 115 archivos de datos, tan solo un 40 % de datos disponibles en condiciones óptimas. En términos de horas, el radar de Murcia produjo solo 19.1 horas de datos, de las 48 que habría en condiciones óptimas. Este vacío de datos se puede rellenar interpolando los datos de precipitación acumulada en 1 h. Se puede inferir el campo de reflectividad en los instantes en que no existen datos a partir de una relación Z-R conocida. En los siguientes apartados, se aplica un procedimiento para la mitigación de los problemas encontrados en las series de datos de reflectividad, que son principalmente el bloqueo del radar de Valencia, los ecos de tierra y la atenuación, estos dos últimos propios del radar de Murcia.

2.3. Mitigación del efecto de bloqueo. Mosaico de radares meteorológicos

La figuras anteriores mostraban el campo de reflectividad para dos zonas distintas de la región de estudio. Ambas regiones muestran una gran área afectada por los diversos problemas explicados anteriormente, de modo que un notable porcentaje de la señal de los radares está contaminada. Dicho porcentaje, desgraciadamente, no se puede cuantificar de forma fiable, debido a la falta de herramientas de identificación de ecos no meteorológicos (radar Doppler). La mitigación de estos efectos comienza por tratar de minimizar su impacto para la región de Valencia y la región de Murcia independientemente.

Un algoritmo que utiliza la máscara de bloqueo para corregir la señal bloqueada consiste en definir unos parámetros y aplicar la siguiente fórmula para toda la región que abarca el radar meteorológico [25], [26]:

$$B_l = 70 \tag{25}$$

$$\text{offset} = -32 \tag{26}$$

$$dBZ_{i,j}^c = dBZ_{i,j} + 20 - 10 \log_{10}(100 - B_{i,j}) \tag{27}$$

En donde $dBZ_{i,j}^c$ es la matriz de valores de reflectividad corregida en decibelios dB (23), y los subíndices (i, j) son los puntos de malla del radar, es decir, que $(i, j) \in \{(0, 240), (0, 240)\}$. Cada par de valores (i, j) constituye un píxel del radar. $B_{i,j}$ es la matriz de máscara de bloqueo, tiene las mismas dimensiones que la matriz de valores de reflectividad $dBZ_{i,j}$, y cada valor contiene un porcentaje que no sobrepasa el límite B_l .

Si existe algún valor tal que $B_{i,j} > B_l$, entonces $B_{i,j} = B_l$. El parámetro offset define el límite de definición de la reflectividad. Si $dBZ_{i,j} = \text{offset}$, entonces $dBZ_{i,j}^c = 0$. Sin embargo, la ecuación (27) solo trata el problema del bloqueo y no otros problemas, de modo que para mitigar los efectos debidos a los ecos de tierra y *spikes* se aplica el criterio de un umbral mínimo tal que mitigue lo máximo posible este problema. A diferencia de otras fuentes ([17], [19]), en el presente caso de estudio se ha definido este umbral de la siguiente manera:

$$dBZ_{i,j}^c = \begin{cases} dBZ_{i,j}^c & \text{si } dBZ_{i,j}^c > 12,5 \\ 0 & \text{si } dBZ_{i,j}^c < 12,5 \end{cases} \quad (28)$$

La figura 27 muestra el efecto de aplicar estos algoritmos de corrección para el radar de Valencia. Para una mejor comparación se ha utilizado el mismo campo de reflectividad mostrado en la figura 23. Una inspección profunda de las matrices de valores de reflectividad revela que la señal de los ecos de tierra fluctúa con el tiempo. Sin embargo, el criterio establecido en (28) ayuda en gran parte a mitigar el efecto de los ecos de tierra. Tampoco se puede estimar ni qué porcentaje de señal no meteorológica se ha reducido, ni qué porcentaje fluctúa con el tiempo, debido a la falta de datos.

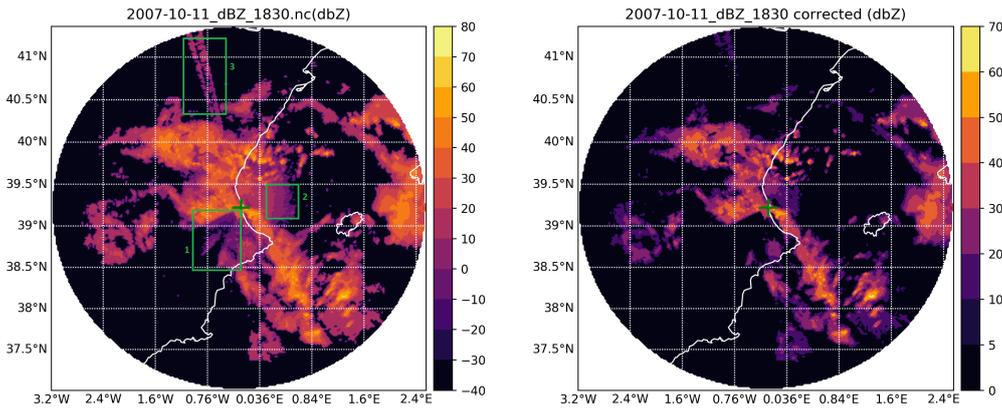


Figura 27: Comparativa del campo de reflectividad medido por el radar de Valencia en bruto (izquierda) y corregido (derecha) con los algoritmos de las ecuaciones (27) y (28). Notar que la escala ha variado debido a esta aplicación. Se puede ver que los ecos más altos no se han visto afectados. Sin embargo, se puede ver que los ecos de señal no meteorológica recuadrados en la imagen de la izquierda se han reducido considerablemente, pero no del todo.

Si bien el algoritmo introducido en (27) y (28) ayuda a reducir considerablemente ecos no meteorológicos, no soluciona el problema del bloqueo del radar de Valencia en su franja suroeste, la problemática más grave de todas sin duda. Es necesario recurrir al radar de Murcia para rellenar esa área vacía de señal de reflectividad, tomando los datos del ángulo de elevación más bajo. Antes de recurrir a esos datos, también es necesario aplicar el algoritmo de corrección antes mencionado al radar de Murcia. La figura 28 muestra el efecto de aplicar las expresiones (27) y (28):

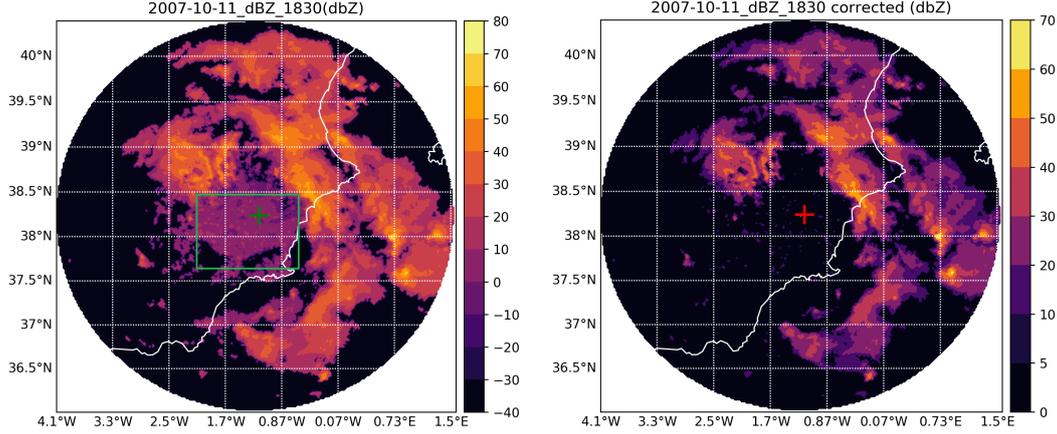


Figura 28: Comparativa del campo de reflectividad medido por el radar de Murcia en bruto (izquierda) y corregido (derecha) con los algoritmos de las ecuaciones (27) y (28). La aplicación y el resultado son análogos a los de la figura 27.

Según la comparativa de la figura 28, el problema de los ecos de tierra se reduce en gran medida gracias a la aplicación de los algoritmos (27) y (28). Para rellenar el vacío de datos del radar de Valencia en su franja suroeste, se construye el denominado mosaico de radares meteorológicos, en el que se unen dos mallas de reflectividad en una sola, que muestra la señal de dos radares diferentes. Para construir el mosaico de radares, se ha seguido el siguiente procedimiento:

1. Se elige una malla principal de reflectividad, en la que en su centro se encuentre la posición del radar principal. En el caso que nos ocupa, el radar principal es el de Valencia.
2. Se construye una nueva matriz de valores de reflectividad en la que, además de los valores medidos por el radar de Valencia, se incluyan los valores medidos por el radar de Murcia.
3. Se incluyen primero en la matriz mosaico los valores de reflectividad de Murcia con su posición modificada con respecto a la malla original. Para ello, se comparan los puntos de malla de ambas matrices. Cada índice (i, j) corresponde con una longitud y una latitud respectivamente, de modo que se deben mover $(i, j)_{murcia} \Rightarrow (i, j)_{valencia}$.
4. Se añaden los valores de reflectividad de Valencia a la malla mosaico, teniendo en cuenta que al hacer este paso dentro del área de superposición de los dos radares se está sumando a la reflectividad existente una nueva, de modo que la suma de señales estaría provocando una sobreestimación y se tendría en principio que la señal final sería $dBZ = dBZ_{valencia} + dBZ_{murcia}$ y no correspondería a una señal real. Para evitar este problema, se aplica un algoritmo que hace uso de la matriz de bloqueo del radar de Valencia $B^{valencia}$ y que consiste en lo siguiente:
 - Si $B_{i,j}^{valencia} > 30\%$ \Rightarrow si $dBZ_{i,j}^{valencia} > dBZ_{i,j}^{murcia} \Rightarrow dBZ_{i,j} = dBZ_{i,j} - dBZ_{i,j}^{murcia}$
 - Si $B_{i,j}^{valencia} > 30\%$ \Rightarrow si $dBZ_{i,j}^{valencia} < dBZ_{i,j}^{murcia} \Rightarrow dBZ_{i,j} = dBZ_{i,j} - dBZ_{i,j}^{valencia}$
 - Si $B_{i,j}^{valencia} < 30\%$ $\Rightarrow dBZ_{i,j} = dBZ_{i,j} - dBZ_{i,j}^{murcia}$

Este ha sido el siguiente paso después de haber corregido algunos de los problemas de los radares de Valencia y de Murcia independientemente. El resultado del mosaico de radares se muestra en la figura 29, en donde la cruz verde en la imagen superior izquierda muestra la posición del radar de Valencia, la cruz roja en la imagen superior derecha muestra la posición del radar de Murcia. La imagen inferior muestra como ejemplo el resultado final del mosaico después de haber aplicado el algoritmo por criterios descrito anteriormente para el día 11/10/2007 a las 18:30 h. Se puede comprobar que de esta manera se corrige el problema del bloqueo del radar de Valencia. Notar que a pesar del atractivo de estas imágenes, en algunos momentos, sobre todo a principios de la jornada de día 12/10/2007, existen zonas donde la señal final del mosaico de radares está atenuada (no mostrado aquí). Tal y como se ha explicado anteriormente, la corrección de estos efectos está muy limitada debido a la falta de datos, en este caso del perfil de reflectividad en altura.

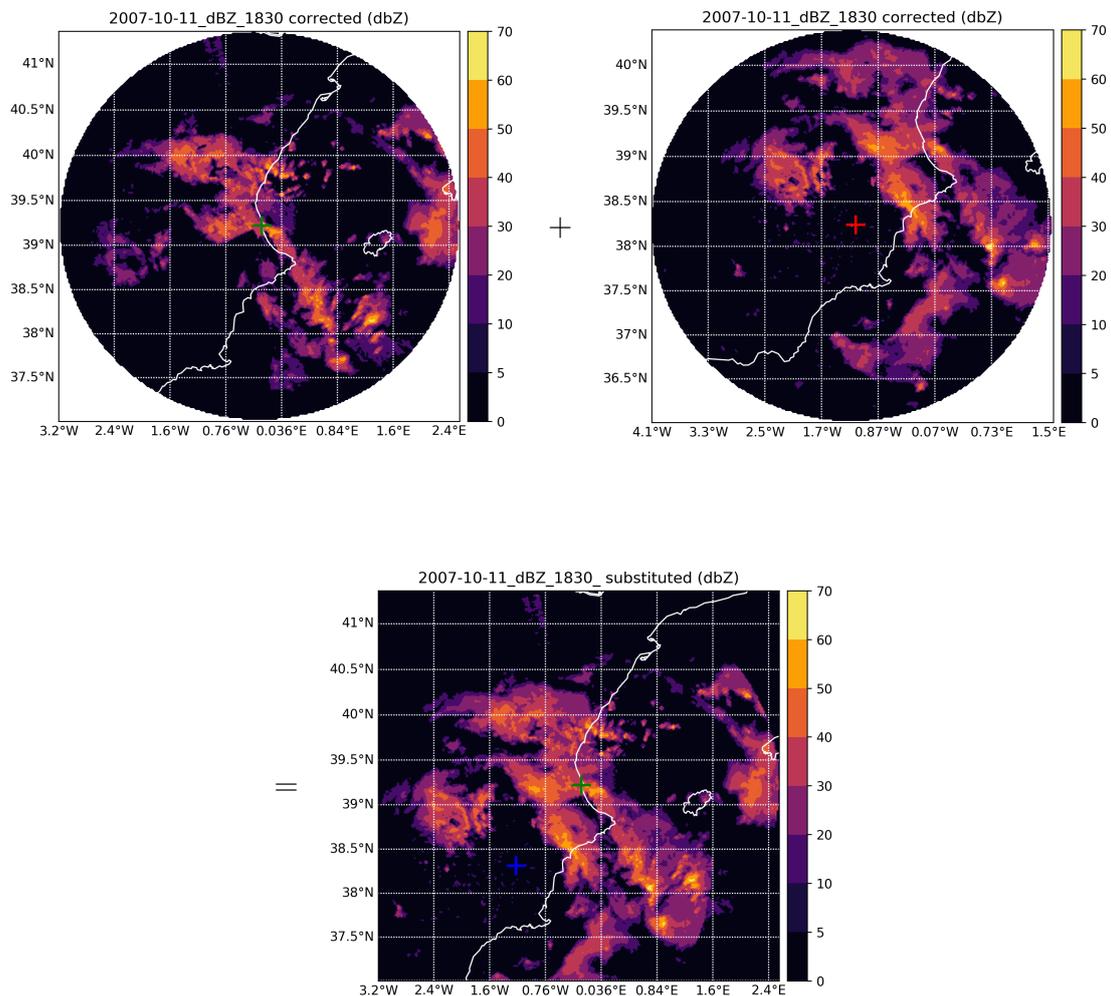


Figura 29: Mosaico de imágenes del radar de Valencia y de Murcia. Las cruces verde y roja marcan las posiciones de los respectivos radares. La combinación de las dos imágenes superiores da como resultado la imagen inferior.

2.4. Vacío de datos. Interpolación temporal y espacial

El siguiente problema que se debe abordar es el vacío de datos que provocó el radar de Murcia. A pesar de que los datos generados por el radar de Valencia son continuos en la franja temporal de interés, la ausencia de esta continuidad en el radar de Murcia automáticamente limita en gran medida la creación de imágenes de mosaico de radares, de manera que el porcentaje de datos de radar en mosaico sería el mismo que el de datos de radar de Murcia, un 40 %. Al no existir ninguna otra alternativa debido a la escasez de datos, esto obliga a utilizar una técnica que reutiliza las observaciones de precipitación y modifica las características de los datos de reflectividad. El objetivo es conseguir una aproximación al campo de reflectividad interpolando primero las observaciones de precipitación disponibles y luego calcular la reflectividad a partir de una relación Z-R conocida que se ajuste al tipo de precipitación observada. Para ello se han seguido los siguientes pasos:

1. Recopilar toda la pluviometría proporcionada por la red de estaciones disponibles (ver figura 21). Si es necesario, realizar un control de calidad de las observaciones.
2. Estandarizar el período de generación del campo de reflectividad aproximado, es decir, decidir el intervalo de tiempo en que se realizará una aproximación al campo de reflectividad. Para el propósito posterior, que es derivar una relación Z-R empírica, y dada la escasez de datos a mayor resolución temporal, se establece este período en 1 hora.
3. Para los datos disponibles (mosaico de radares), realizar las medias horarias completas de reflectividad disponibles. Esto supone hacer una suma del campo sobre 6 instantes de tiempo y después dividir entre 6. Si para un determinado intervalo horario no existen datos del campo de reflectividad 10 minutal, se debe rechazar la media de reflectividad para ese intervalo y pasar al siguiente.

En los archivos de reflectividad, se toma el formato hh:mm en donde h es hora y m minuto, de manera que 00:00 es la medida continua de la reflectividad entre las 00:00 y las 00:10 horas. La figura 30 muestra el panel de media de reflectividad horaria a partir de los datos del mosaico de radar generado a partir del procedimiento descrito en el apartado 2.3.

4. Para la franja temporal en que no existen datos, ya que la toma de datos de las estaciones de SAIH es diferente que la de la red de AEMET y conseguir estandarizar la toma de datos de una red con otra, se convierte la intensidad 5-minutal en mm/h de la red de SAIH a precipitación acumulada en 5 min., dividiendo por 12. Para conseguir precipitación acumulada en 1 h, primero se ha obtenido la precipitación 10-minutal, sumando cada valor de la serie de datos de cada estación de manera que sólo haya un valor cada 10 minutos. Este paso es necesario para que la frecuencia de obtención de datos coincida con la resolución temporal del radar (una imagen cada 10 minutos). Para obtener la precipitación acumulada en 1 h, se procede de la misma manera, sabiendo que el resultado debe ser solo un valor por hora. Este último paso es conveniente para el ajuste final de la relación Z-R, ya que con los datos horarios se logra filtrar la mayor parte del ruido que provocan las medidas a frecuencias mayores (no mostrado aquí).

A continuación, se interpola espacialmente cada instante de tiempo las observaciones de precipitación acumulada mediante alguna técnica conocida. En este caso, se ha usado el método kriging haciendo el ajuste del semivariograma suponiendo un modelo lineal para ajustar los datos. Hay dos maneras de proceder en este caso: se pueden interpolar todos los datos horarios, o bien solo aquellos instantes en que no se tengan datos horarios. Debido al carácter convectivo de las precipitaciones, reflejado en los altos valores de reflectividad [17] (¡en algunos instantes la media horaria de reflectividad supera los 50 dBZ!), la relación usada para pasar de ritmo de precipitación horaria (o precipitación acumulada en 1 h) a reflectividad ha sido la relación convectiva $Z = 300R^{1.4}$. La figura 31 muestra el panel de la reflectividad horaria obtenida a partir de esta técnica.

Si se quieren obtener campos de reflectividad 10-minutales en vez de horarios, se pueden usar los datos de intensidad de precipitación 5-minutales de SAIH. Sin embargo, el campo interpolado posterior será más suave que si utilizáramos todas las observaciones disponibles, de modo que de esta manera la fiabilidad del campo resultante es menor, ya que se pierde variabilidad y por tanto resolución espacial en cada instante de tiempo.

2.5. Reducción de rango espacial

Los paneles de las figuras 30 y 31 muestran el campo de reflectividad en dos áreas diferentes. El área en el panel de la figura 30 es más extensa que el panel de la figura 31. Para que la técnica de interpolación aplicada en el punto 2.4 goce de mejor precisión, es conveniente estandarizar a una sola área de estudio. Esta área de estudio será la que proporcionan las imágenes del panel de la figura 31.

En la figura 30, la resolución de la malla del mosaico de radares es 240×240 , mientras que en la figura 31 la resolución de la malla de reflectividad interpolada es 200×200 , de modo que al estandarizar el área de estudio se estandariza la resolución de los mapas de la figura 30. La reducción de rango espacial se lleva a cabo recortando cada mapa del panel de la figura 30 tanto en latitud como en longitud hasta que se tenga el mismo dominio que en el panel de imágenes de la figura 31. Esto se puede conseguir mediante las coordenadas de la red de estaciones disponibles.

Una vez recortados los mapas, se debe tener en cuenta que su resolución se ve afectada. De hecho, al realizar el recorte la resolución cambia a 111×149 , de modo que también se debe estandarizar a los mapas del panel de la figura 31. Esto se consigue mediante una técnica de interpolación simple. La técnica de interpolación que se ha utilizado para este paso ha sido una simple interpolación bilineal sobre una malla rectangular. El resultado de la reducción de rango espacial se muestra en la figura 32.

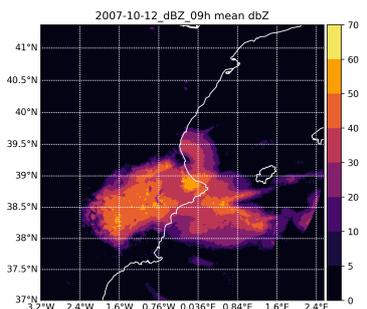
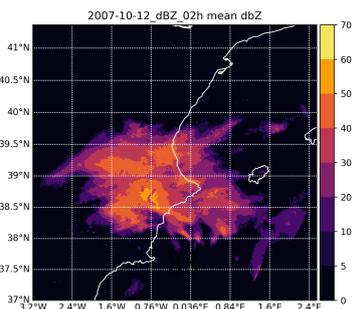
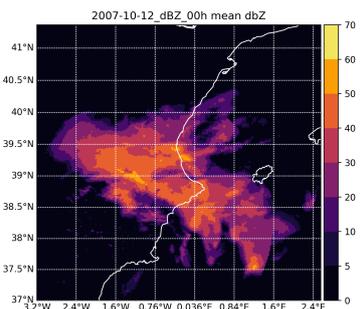
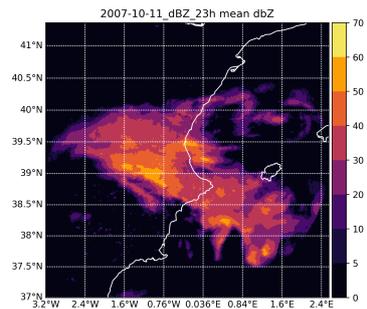
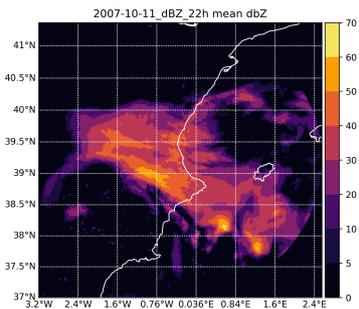
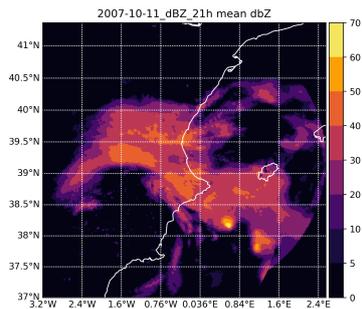
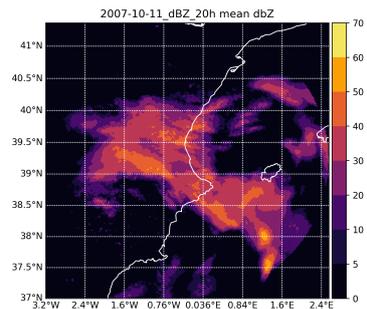
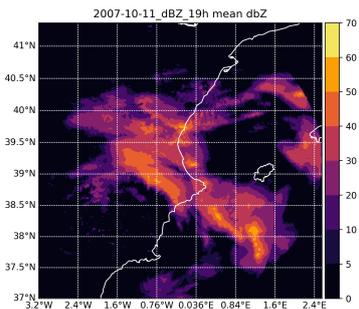
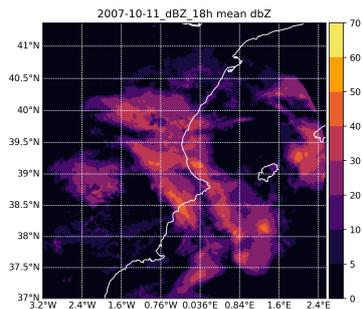
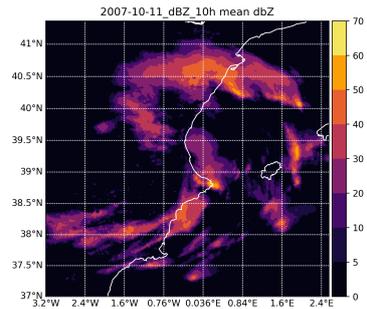
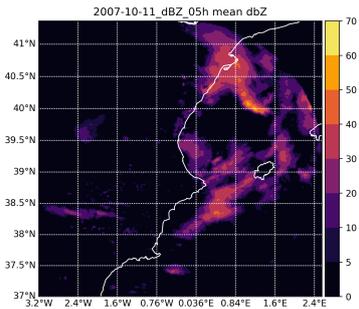
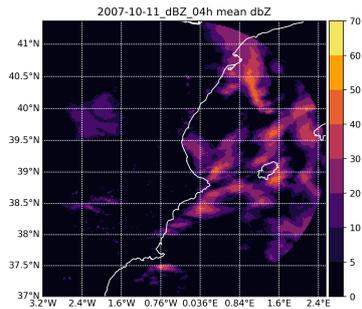
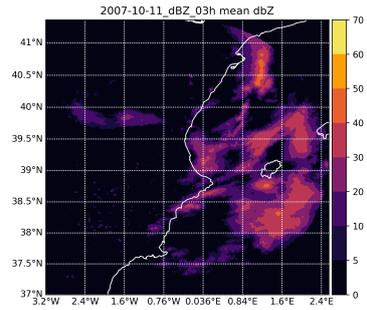
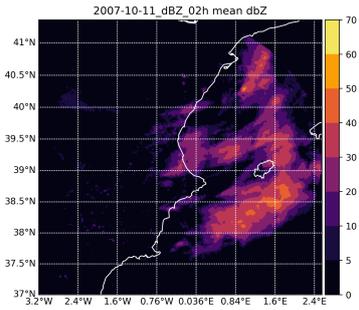
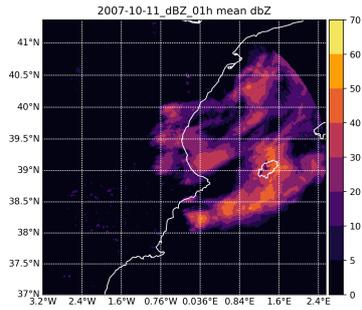


Figura 30: Panel de media horaria de reflectividad a partir de todos los datos disponibles. El tiempo avanza de izquierda a derecha

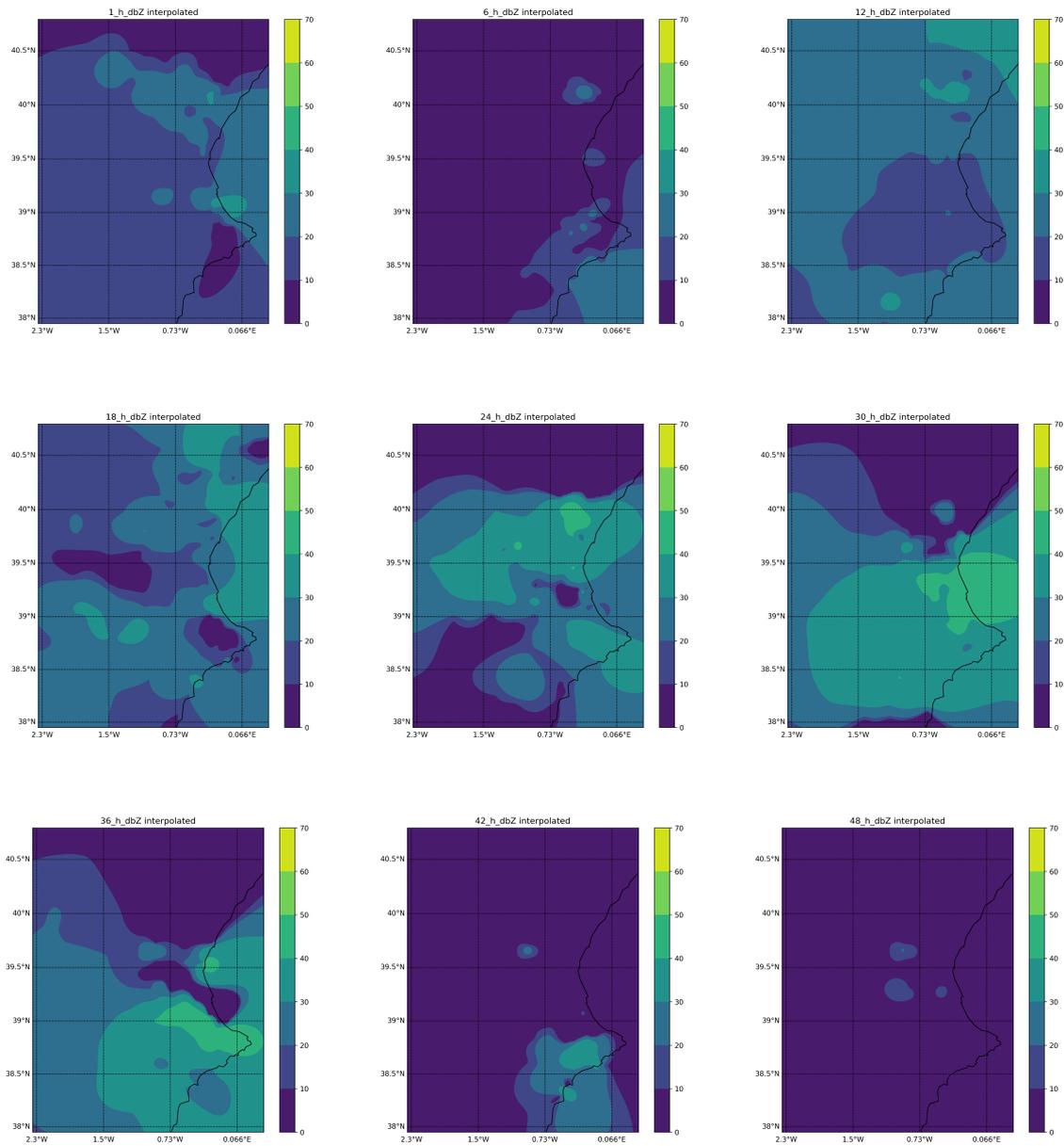


Figura 31: Panel de reflectividad interpolada a partir de las observaciones de precipitación horaria para algunos instantes de tiempo. El área que ocupa la reflectividad se ajusta al área que ocupan las observaciones disponibles. Notar la suavidad que provoca la interpolación sobre el resultado final. El tiempo avanza de izquierda a derecha, y la etiqueta horaria muestra la hora del evento del temporal.

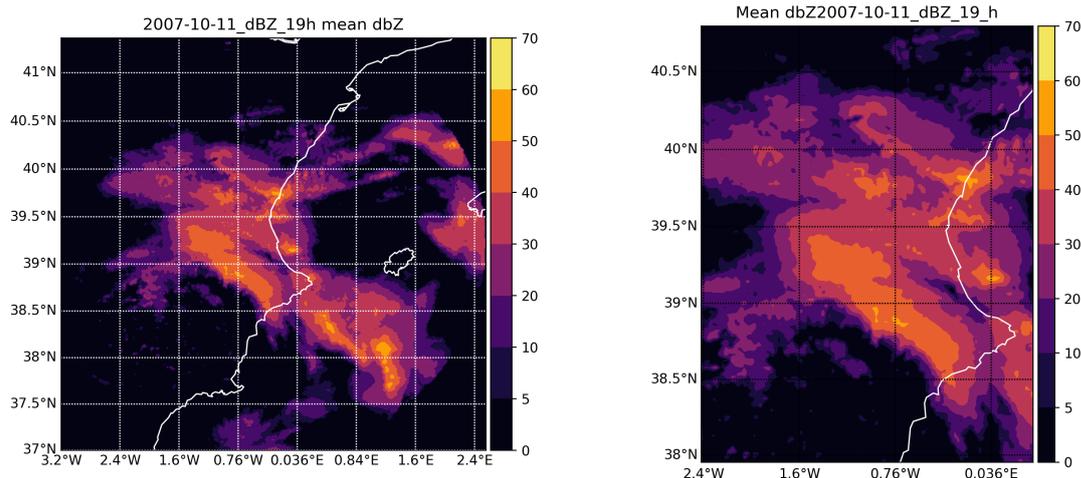


Figura 32: Comparativa de la media horaria de reflectividad para el día 10/10/2007 a las 19h. En la imagen de la izquierda se muestra el área abarcada por el mosaico de radares con resolución 240×240 y en la imagen de la derecha se muestra el área que abarca la red de estaciones disponibles, de resolución 200×200 . Esta técnica hace más visible la variabilidad tanto del campo de reflectividad como de la precipitación posteriormente ajustada.

2.6. Características principales de la pluviometría observada durante el episodio

En las secciones anteriores se ha discutido la problemática y mitigación de diversos efectos asociados a la señal de la reflectividad medida por los radares de Valencia y Murcia para obtener la mejor medida posible de la reflectividad Z y su valor logarítmico dBZ . En esta sección se discute cómo se distribuyó la cantidad total de precipitación acumulada en el intervalo de tiempo de duración del temporal y la precipitación acumulada en 1 hora observada a lo largo del episodio, que permite describir el tipo de precipitación que se observó y justificar la torrencialidad de las precipitaciones. La figura 33 muestra un mapa temporal de la precipitación horaria acumulada por la red de estaciones disponible, en donde el rango de etiquetas numéricas muestra el número total de estaciones de las que se disponen datos horarios. En este caso, se engloba la red de SAIH, de la cual se calcula el ritmo horario de precipitación a partir de los datos 5 minutales y de AEMET, que proporciona directamente datos horarios de sus estaciones automáticas. En total se muestran 156 estaciones, lo que supone un 79 % del total de estaciones. El 21 % restante corresponde a estaciones climáticas, que registran la precipitación diaria.

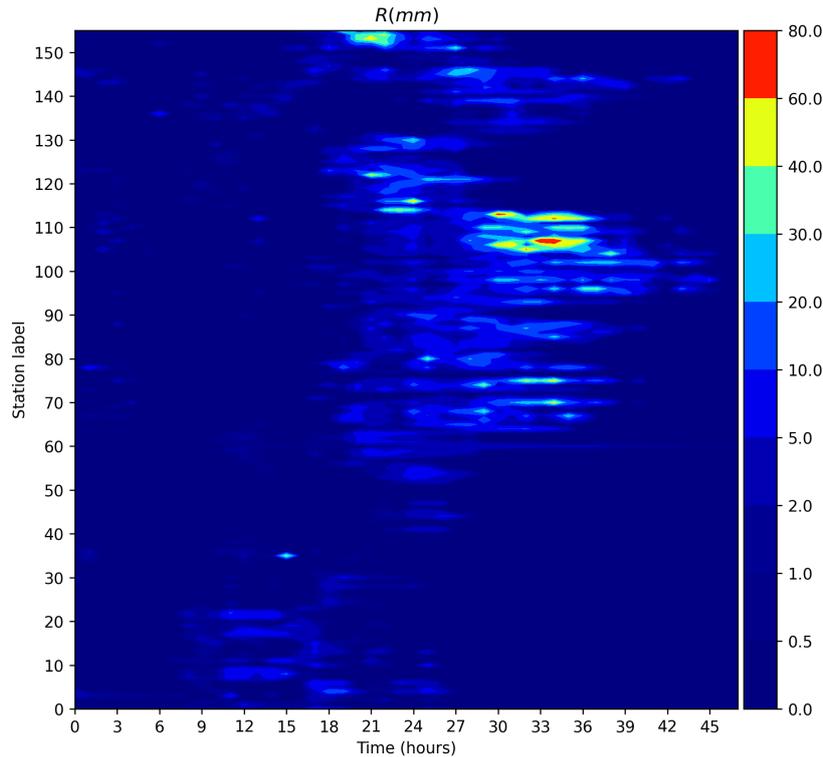


Figura 33: Mapa de la precipitación acumulada en 1 h $R(mm)$ para la red de estaciones disponibles. El eje de ordenadas muestra la etiqueta numérica de cada una de las estaciones y el eje de abscisas muestra el tiempo de duración del temporal en horas, de modo que el valor de 0 h corresponde al día 11/10/2007 a las 00:00 horas y 48 h corresponde al día 13/10/2007 a las 00:00.

Se puede apreciar que el máximo de precipitación horaria se registró alrededor de la franja de las 27 a las 39 horas de duración del episodio, es decir, durante la madrugada y la mañana del día 12/10/2007. En esta misma franja horaria, aproximadamente unas 60 estaciones registraban precipitaciones horarias no nulas, aproximadamente un 40 % de las estaciones con datos horarios.

El ritmo de precipitación medido cada 5 minutos por las 132 estaciones de la red de SAIH se puede convertir a ritmo de precipitación cada 10 minutos, medido en mm/h. Una manera rápida, eficaz y efectiva de evaluar esta variable es representar la intensidad máxima de precipitación 10 minutal y 30 minutal medida por las estaciones, mostrada en la figura 34:

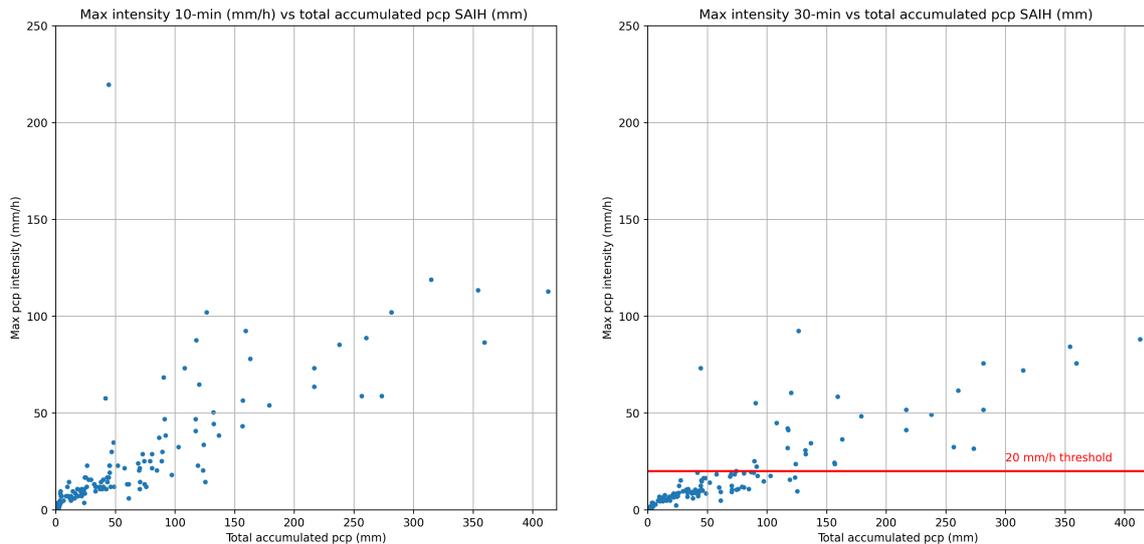


Figura 34: (Izquierda): intensidad máxima 10 minutal en mm/h registrada por las estaciones de la red de SAIH 5 minutales en función de la precipitación total acumulada en el episodio en mm. (Derecha): intensidad máxima 30 minutal en función de la precipitación total acumulada en el episodio. La línea roja marca el umbral marcado por la literatura [20] a partir del cual las intensidades que superan dicho umbral pueden producir inundaciones súbitas, conocidas en inglés como *flash floods*. El motivo por el cual se representa la intensidad 10-minutal es para hacer coincidir esta variable con la resolución temporal del radar, que proporciona una imagen cada 10 minutos.

De la figura 34 se puede extraer información muy interesante y valiosa, que se resume en los siguientes puntos:

- La distribución de los puntos sugiere que hay una densidad elevada de estaciones en las que la intensidad máxima de precipitación tanto 10 minutal como 30 minutal no superó los 25 mm/h. Dichas estaciones registraron entre 0 y 50 mm de precipitación acumulada total.
- Un modelo lineal podría explicar la relación creciente entre las intensidades máximas de precipitación y la precipitación total acumulada, de manera que a mayor intensidad máxima de precipitación, mayor precipitación total acumulada en todo el episodio. Se puede observar una notable dispersión de los datos a partir de 50 mm de precipitación total acumulada para ambas imágenes expuestas.
- El argumento anterior solo se puede sostener si las precipitaciones son persistentes e intensas, que refuerzan la alta organización de las tormentas que se generaron en la zona de estudio. Un sistema tormentoso de estas características se le denomina Sistema Convectivo de Mesoescala (MCS) [3]. De no ser así, se observaría una mayor dispersión de los datos. De hecho, es interesante destacar la observación de la imagen izquierda de la figura 34 en la parte superior izquierda. Esta observación se desvía mucho del comportamiento lineal expuesto como hipótesis. Se puede ver que la alta intensidad de precipitación no se corresponde con un acumulado total elevado, lo cual hace pensar que sobre esa estación solo se produjeron tormentas aisladas, muy intensas, y de corta duración.

Este hecho también se refleja en la imagen derecha de la figura 34, en donde esta misma estación registra cerca de 50 mm de precipitación total acumulada, con un ritmo máximo de precipitación 30 minotal de aproximadamente 75 mm/h. Sin embargo, a pesar de ello, los valores registrados por esta estación superan el umbral de riesgo de inundaciones súbitas, de modo que no es condición necesaria la presencia de un sistema tormentoso organizado para que se produzcan inundaciones súbitas.

- La notable dispersión de los datos a partir del umbral de 50 mm de precipitación total acumulada refuerza la característica excepcional de las precipitaciones que se produjeron en este episodio. De hecho, tan solo una treintena de puntos superaron el umbral de riesgo de 20 mm/h de modo que para algunas localizaciones el riesgo de inundaciones fue elevado o muy elevado.

Otra variable muy interesante es la denominada fracción de precipitación acumulada por intensidades superiores a 20 mm/h en 30 minutos, mostrada en la figura 35:

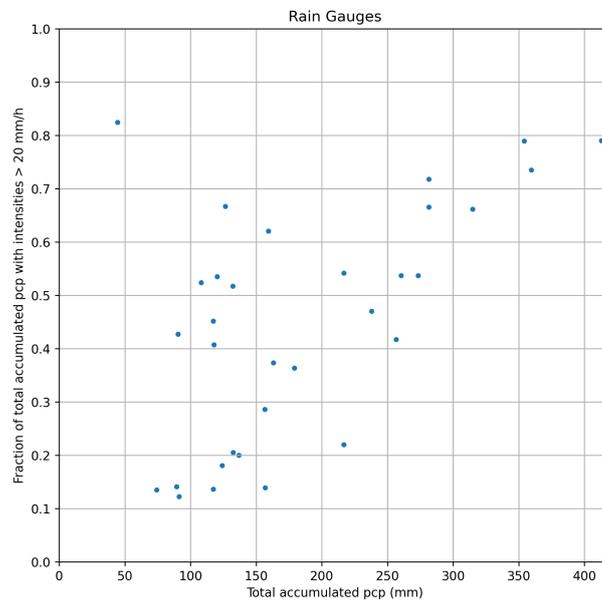


Figura 35: Fracción de precipitación acumulada por intensidades superiores a 20 mm/h en 30 min en función de la precipitación total acumulada. Los acumulados de precipitación más excepcionales responden a una alta fracción.

La figura 35 se ha obtenido estableciendo el criterio de acumular precipitación solo en aquellas estaciones que superen el umbral de 20 mm/h en 30 minutos. Una vez acumulada toda la precipitación que cumple este criterio, se divide el valor obtenido por el valor de precipitación total acumulada para esa estación. El valor obtenido se puede entender como el porcentaje de precipitación acumulada por encima de este umbral, si se multiplica el resultado por 100. También se puede intuir que un modelo lineal podría explicar la relación entre la fracción de precipitación acumulada por intensidades mayores que 20 mm/h y la precipitación total

acumulada, aunque a diferencia de los resultados de la figura 34, esta relación sería menos contundente debido al menor número de puntos y al mayor grado de dispersión en este caso. De la figura 35 se puede extraer también información muy interesante:

- Cada observación que aparece en la figura 35 indica que en algún momento del episodio se registraron intensidades por encima del umbral de riesgo (20 mm/h). Dichas intensidades están fuertemente relacionadas con precipitaciones de tipo convectivo, es decir, con tormentas intensas [20], ya que son el único tipo de estructuras que pueden producir este tipo de precipitaciones.
- Existen acumulados totales destacables (por encima de los 100 mm) que no se corresponden con una fracción elevada de precipitación con intensidades por encima de los 20 mm/h (entre 0.1 y 0.4). Esto indica que es probable medir acumulaciones totales bastante destacables que no proceden necesariamente de precipitaciones convectivas.
- Los acumulados totales más excepcionales (por encima de los 200 mm) corresponden a una fracción que se sitúa entre 0.4 y 0.8. Destaca también en la parte superior izquierda de la figura 34 la observación que acumuló en total 50 mm de precipitación pero que sin embargo el porcentaje de lluvia acumulada por intensidades superiores a 20 mm/h supera el 80 %.

2.7. Derivación de relaciones Z-R empíricas

En los puntos anteriores se han descrito las características, problemas y solución de los datos disponibles de reflectividad del radar dBZ y se ha expuesto la tipología de los datos de ritmo de precipitación R . Una vez mitigados los problemas de la primera y descrito cualitativa y cuantitativamente la segunda, se pueden relacionar experimentalmente estas variables. Esto significa encontrar una relación Z-R propia para este episodio que describa de la mejor manera posible los datos de ritmo de precipitación y acumulados observados.

La ecuación (20) relaciona la reflectividad Z con el ritmo de precipitación R . Si tenemos en cuenta la reflectividad en decibelios definida en la ecuación (23) y las propiedades de los logaritmos, se consigue la siguiente relación:

$$\frac{dBZ}{10} = \log_{10} a + b \log_{10} R \quad (29)$$

Si definimos $Y = dBZ/10$ y $X = \log_{10} R$, la relación (29) se convierte en una recta $Y = bX + a'$, en donde $a' = \log_{10} a$, de modo que es posible hacer una regresión lineal para ajustar los parámetros a y b a partir de los datos disponibles y conseguir la relación Z-R empírica. Para llevar a cabo el ajuste lineal, se ha seguido el siguiente procedimiento:

1. Se eligen unos períodos para los cuales se generan medias temporales de reflectividad y de ritmo de precipitación. Para abarcar todo el período de duración del episodio, se generan medias cada 3, 6, 12, 24 y 48 horas. También se realiza un ajuste con los datos horarios.
2. Al trabajar en escalas horarias, se hace uso de la red de estaciones que proporcionan datos horarios (en conjunto cumplen este criterio 156 estaciones de SAIH y AEMET), de manera que según la frecuencia para la cual se genere la media de reflectividad, se tiene un determinado número total de puntos para el ajuste.

3. Se calcula el valor de reflectividad dBZ más próximo a las coordenadas de las estaciones meteorológicas de la red disponible. Los puntos de malla más cercanos a las observaciones se han aproximado mediante las relaciones:

$$j_{obs} \approx \left[\frac{\theta_{obs} - \theta_{map}^0}{\Delta\theta_{map}} \right] \quad (30)$$

$$i_{obs} \approx \left[\frac{\phi_{obs} - \phi_{map}^0}{\Delta\phi_{map}} \right] \quad (31)$$

En donde (i_{obs}, j_{obs}) son los puntos de malla del mapa de resolución 200×200 , interpolado según el método descrito en la sección 2.5, que más se aproximan a las coordenadas reales de la observación. θ_{obs} y ϕ_{obs} son las latitudes y longitudes de la red de estaciones, respectivamente, mientras que θ_{map}^0 y ϕ_{map}^0 son las latitudes y longitudes referidas al origen del mapa interpolado. $\Delta\theta_{map}$ y $\Delta\phi_{map}$ es la resolución meridional y zonal del mapa interpolado, respectivamente y $[...]$ denota la parte entera.

Se debe tener en cuenta aquí que, debido a las características con que se ha generado el mapa interpolado, la resolución tanto meridional como zonal no son del todo constantes, de modo se han aproximado $\Delta\theta_{map}$ y $\Delta\phi_{map}$ como:

$$\Delta\phi_{map} \approx \phi_{map}^1 - \phi_{map}^0 \quad (32)$$

$$\Delta\theta_{map} \approx \theta_{map}^1 - \theta_{map}^0 \quad (33)$$

Es decir, que la resolución del mapa interpolado se ha aproximado como la diferencia de los dos primeros puntos de malla. Para ver el impacto que tiene esta aproximación, las ecuaciones (30) y (31) se pueden utilizar para calcular el error asociado al aproximar las coordenadas de las estaciones meteorológicas, usando la resolución definida en (32) y (33). Las coordenadas aproximadas en el mapa $\hat{\theta}_{obs}$ y $\hat{\phi}_{obs}$ se pueden aproximar como:

$$\hat{\theta}_{obs} \approx \theta_{map}^0 + j_{obs}\Delta\theta_{map} \quad (34)$$

$$\hat{\phi}_{obs} \approx \phi_{map}^0 + i_{obs}\Delta\phi_{map} \quad (35)$$

De modo que el error asociado al aproximar las coordenadas de las observaciones en el mapa se puede escribir como:

$$\epsilon_{\theta} = \theta_{obs} - \hat{\theta}_{obs} \quad (36)$$

$$\epsilon_{\phi} = \phi_{obs} - \hat{\phi}_{obs} \quad (37)$$

Puede parecer que $\hat{\theta}_{obs} = \theta_{obs}$ y $\hat{\phi}_{obs} = \phi_{obs}$ si se sustituyen las relaciones (30) y (31) en las respectivas relaciones (34) y (35). Sin embargo, se debe recordar que en (30) y (31) estamos aplicando el operador de redondeo de modo que las expresiones no pueden ser idénticas. La figura 36 muestra el error usando (36) y (37) cometido en las aproximaciones hechas para la red de estaciones horarias disponible:

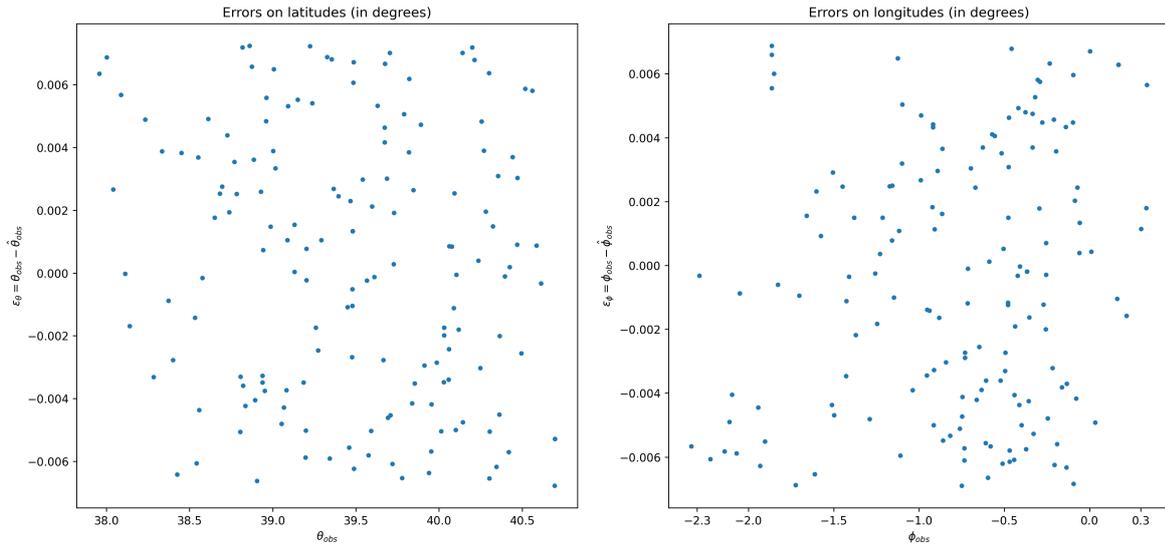


Figura 36: Representación de las expresiones (36) (izquierda) y (37) (derecha) en grados. La magnitud del error cometido en ambas expresiones es del orden de $O(10^{-3})$ (unos 100 m). Un valor positivo (negativo) en ϵ_θ significa que el valor real de latitud se encuentra hacia el norte (sur), mientras que un valor positivo (negativo) en ϵ_ϕ significa que el valor real de longitud se encuentra hacia el este (oeste). Se aprecia claramente que la magnitud del error cometido es pequeña, de modo que las aproximaciones realizadas son buenas, $\epsilon_\theta \ll 1$, $\epsilon_\phi \ll 1$.

4. Una vez justificadas las aproximaciones hechas, se evalúa finalmente $dBZ(\hat{\phi}_{obs}, \hat{\theta}_{obs})$ de modo que se tienen tantas observaciones de ritmo de precipitación $R(\phi_{obs}, \theta_{obs})$ como de reflectividad, para cada instante de tiempo.

La figura 37 muestra el resultado de los 6 ajustes lineales hechos. En cada regresión realizada, los valores de los parámetros de la recta corresponden a a' como término independiente y b como la pendiente de la recta. El valor de b es directamente el parámetro del exponente de la relación Z-R mientras que $a = 10^{a'}$. En cuanto al número de puntos en el ajuste, se han eliminado aquellos que provocaban una gran dispersión en el ajuste, reduciendo notablemente el coeficiente de determinación, sabiendo que corresponden a reflectividades medias no asociadas a precipitación (umbral de $dbZ < 12$) y ritmos medios de precipitación muy bajos. Sin embargo, algunos autores demuestran [19] que eliminando aquellos valores por debajo del valor umbral tanto para la reflectividad como para el ritmo de precipitación $R < 0,5 \text{ mm/h}$ se elimina ruido procedente de los datos, aumentando la calidad del ajuste. Se debe tener en cuenta que aquí R indica precipitación acumulada en 1 h.

En este caso, este último criterio no se ha aplicado para todos los casos para mantener una coherencia en los valores de los parámetros ajustados, de manera que sea más fácil identificarlos con valores disponibles en la bibliografía, además de mantener el máximo número de puntos en el ajuste.

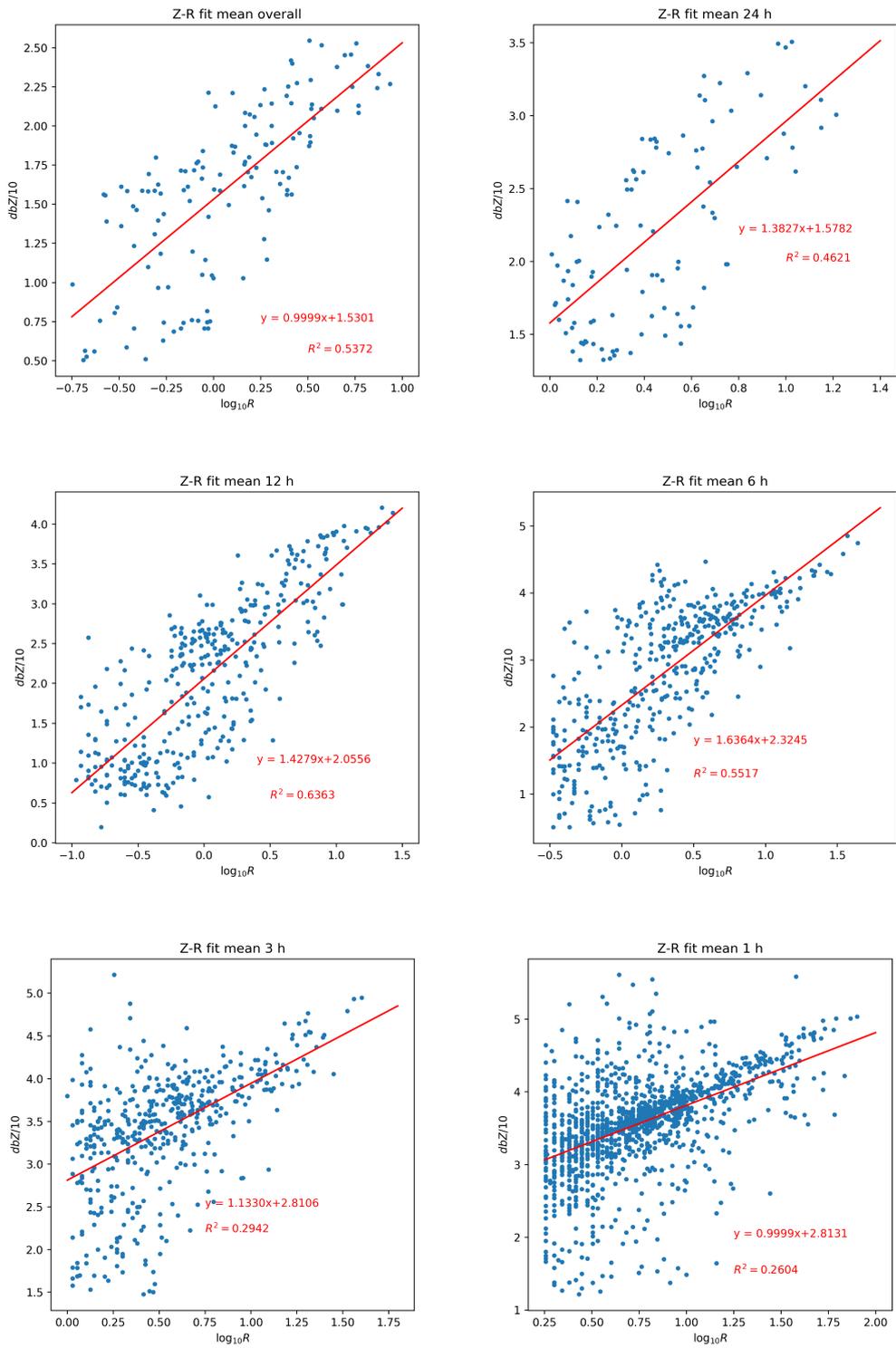


Figura 37: Panel de ajustes de diferentes relaciones Z-R realizados a partir de las medias totales, cada 24 h, 12 h, 6h, 3h y horaria. A medida que se realizan medias a tiempos menores, los ejes modifican sus extremos y aumenta el número de puntos en los ajustes.

En la figura 37 se observa que a medida que se realiza el ajuste de la relación Z-R introduciendo medias a menores tiempos, no solo aumenta el número de puntos en el ajuste, si no que hay un aumento del ruido en forma de mayor dispersión en las gráficas de los ajustes hechos con medias cada 3 horas y horarias y de filas verticales de puntos, conocidos como *outliers*. Se observa también una tendencia en los valores de los parámetros ajustados. Mientras que el parámetro a aumenta cuanto menor es el período que se hacen las medias $T(h)$, el parámetro b disminuye para medias hechas a 6 h , 3 h y 1 h. La tabla 4 resume los valores obtenidos, coeficientes de determinación r^2 , número de puntos N y criterios aplicados en cada ajuste:

T (h)	a	b	Z = aR^b	r²	N	Criterio
48	33.89	1.00	$Z = 33.89R^{1.00}$	0.54	135	$dbZ/10 > 0.0$, $\log_{10} R > -0.75$
24	37.86	1.58	$Z = 37.86R^{1.58}$	0.46	101	$dbZ/10 > 1.2$, $\log_{10} R > 0.0$
12	113.66	1.43	$Z = 113.66R^{1.43}$	0.64	360	$dbZ/10 > 0.0$, $\log_{10} R > -1.0$
6	211.10	1.64	$Z = 211.10R^{1.64}$	0.55	422	$dbZ/10 > 0.5$, $\log_{10} R > -0.5$
3	646.55	1.13	$Z = 646.55R^{1.13}$	0.29	468	$dbZ/10 > 1.2$, $\log_{10} R > 0.0$
1	650.28	1.00	$Z = 650.28R^{1.00}$	0.26	1292	$dbZ/10 > 1.2$, $\log_{10} R > 0.25$

Tabla 4: Resumen de resultados de los ajustes lineales para la derivación de relaciones Z-R empíricas.

Los valores de los parámetros ajustados se extienden en un amplio rango de valores. Algunos de ellos están dentro de los valores típicos ($200 < a < 600$, $1.4 < b < 1.6$), pero algunos de ellos se alejan de estos valores ($10 < a < 100$, $1.0 < b < 1.2$). Como se ha comentado anteriormente, existen valores encontrados en la literatura que se alejan mucho del rango de valores normales [12], [10], [13], [14].

El ajuste empírico de la relación Z-R en este caso se hace con el objetivo de describir biunívocamente la relación entre la reflectividad observada y la cantidad de precipitación horaria observada. En algunos textos de la literatura elegida [10], [13], se escogen una serie de eventos meteorológicos para obtener una relación Z-R climatológica que describa suficientemente bien las características de las precipitaciones observadas (convectiva, estratiforme o mixta). En el caso del presente estudio, solo se podría encontrar, con los datos disponibles, una relación única que describa el evento meteorológico en cuestión.

Las relaciones ajustadas en la Tabla 4 intentan recoger la variabilidad de las observaciones en función del período en que se hacen medias de reflectividad y de precipitaciones horarias observadas $T(h)$. Las características convectivas del episodio están asociadas a una gran variabilidad en los datos y resulta muy difícil encontrar una buena relación que describa los datos observados. Esto resulta en un valor del coeficiente de determinación bajo en los ajustes realizados a $T = 3 h$ y $T = 1 h$ debido a la gran dispersión existente [12], es decir, que las relaciones encontradas para estos períodos no describen los datos observados.

Las relaciones encontradas para $T = 48 h$ y $T = 24 h$ tampoco recogen la gran variabilidad del temporal ni los datos observados (no mostrado aquí). Dado que solo se está estudiando un episodio meteorológico, los ajustes realizados con estos períodos para las medias tendrían mayor sentido si se hiciera un ajuste climatológico de la relación Z-R, con las medias de precipitación acumulada diariamente por las estaciones durante un largo período de tiempo (~ 500) días [10].

Aquí, la precipitación acumulada en 1 h y la reflectividad observados varían mucho de un momento a otro y de un lugar a otro, dadas las características convectivas del temporal, de modo que los criterios adoptados aquí y sobre todo las características de los datos de reflectividad disponibles sobreestiman enormemente los valores observados (no mostrado aquí). Los ajustes realizados para estos períodos solo tienen un simple valor cualitativo, para ayudar a describir el comportamiento de los valores de los parámetros a y b de la relación Z-R. Sin embargo, se puede optar por otras técnicas para la deducción de una relación Z-R adecuada para este episodio [5], [12].

Las relaciones encontradas para los períodos $T = 12 h$ y $T = 6 h$ merecen un comentario. Los valores de los parámetros encontrados son los que más se acercan al rango típico para a y b , sobre todo para $Z = 211.10R^{1.64}$, relación que resulta muy similar a la estándar Marshall-Palmer. Sin embargo, a pesar de dichas similitudes, las relaciones encontradas con estos criterios tampoco explican los datos observados y como consecuencia, esta relación produce una sobreestimación notable en comparación con algunas observaciones. Una posible manera de mejorar los resultados de los ajustes consistiría en calcular la media espacial de reflectividad del radar dBZ para los vecinos más cercanos en dirección radial. Esta técnica la han llevado a cabo otros autores [4] y tanto en esos estudios como en el presente trabajo, esta técnica no ha mejorado los resultados (no mostrado aquí).

2.8. Calibración del radar meteorológico

La notable sobreestimación de los datos observados a partir de las relaciones Z-R ajustadas en el apartado anterior obliga a buscar vías alternativas para una descripción lo más aproximada posible a los datos horarios observados, así como las precipitaciones acumuladas totales en todo el período de duración del temporal. Esta vía alternativa consiste en elegir una relación Z-R de manera que la precipitación radar sea consistente con las observaciones y que permita calibrar dicha precipitación.

Relación de Miller Una relación Z-R que se adapta razonablemente bien a las observaciones de precipitación horaria observadas es la relación de Miller, dada por [16]:

$$Z = 24.7R^{2.37} \quad (38)$$

Esta es una relación climatológica derivada a partir de situaciones convectivas en los Grandes Planos de norteamérica. La elección de esta relación se basa en la prueba a priori con algunas precipitaciones horarias muy destacables. Por ejemplo, una precipitación horaria de aproximadamente 80 mm (observado en algunas estaciones) se correspondería con una media horaria de reflectividad de alrededor de unos 59 dbZ si se usa esta relación, un valor que se acerca al calculado previamente con los métodos descritos. La prueba con otras relaciones Z-R conocidas conducía a desviaciones muy notables entre el valor calculado y el observado, siendo esta relación la que más se ajusta a priori a las observaciones.

Bias La manera de cuantificar cuánto se desvía la precipitación horaria a partir del radar del valor observado es mediante el *bias* (en inglés) definido de la siguiente manera [9], [10]:

$$S_k = \frac{G_k}{R_k} \quad (39)$$

En donde S_k es el *bias*, R_k es la precipitación acumulada en 1 hora, o lo que es equivalente, el ritmo de precipitación horario en 1 h del radar, calculado a partir de (38) y G_k es el ritmo de precipitación horario observado para la estación k . La variable S_k mide el grado en que la precipitación radar sobreestima ($S_k < 1$) o infraestima ($S_k > 1$) la precipitación horaria observada. A partir de (39) es posible calibrar la precipitación derivada del radar, pero se debe tener en cuenta de que a lo largo de un mismo episodio puede haber valores de R_k nulos, lo cual puede generar divergencias en S_k . En este caso, por las características del método de interpolación, no se ha observado ningún valor nulo para R_k . Para evitar cualquier tipo de divergencia, además de calibrar la precipitación radar, se utiliza la técnica del *ajuste pluviométrico dinámico estándar del radar*, que redefine S_k a una nueva función de escalado f_k de la siguiente manera [9]:

$$f_k = \frac{G_k + \varepsilon_k^g}{R_k + \varepsilon_k^r} \quad (40)$$

En donde f_k es el nuevo *bias* escalado, ε_k^g y ε_k^r son parámetros positivos incidentales con unidades de mm/h de manera que f_k esté definida. En el presente caso, como estamos trabajando con datos horarios, las unidades de ε_k^g y ε_k^r son mm. El campo de precipitación horaria del radar es, a partir de (38):

$$R = \left(\frac{10^{dbZ/10}}{24.7} \right)^{\frac{1}{2.37}} \quad (41)$$

Si evaluamos el campo de precipitación radar en las coordenadas más próximas a las estaciones horarias k , se tiene $R(\hat{\phi}_{obs}, \hat{\theta}_{obs}) \approx R_k$. Esto requiere lógicamente de evaluar $dbZ(\hat{\phi}_{obs}, \hat{\theta}_{obs})$.

Método de calibración Para calibrar la precipitación horaria radar, se han seguido los siguientes pasos:

1. Se calcula el campo de precipitación horaria del radar usando la ecuación (38) para un instante determinado.
2. Se evalúa $R(\hat{\phi}_{obs}, \hat{\theta}_{obs}) \approx R_k$.
3. Se calcula el *bias* para la red de estaciones disponibles S_k .
4. A través del método de interpolación de kriging, se crea el campo de sesgo interpolado, que podemos llamar S .
5. Se reescala el campo de precipitación radar, haciendo $\mathcal{R} = SR$, en donde \mathcal{R} es la precipitación radar reescalada.
6. Se representa en un diagrama de puntos \mathcal{R}_k vs. G_k . Para aquellos puntos que se desvían mucho del comportamiento ideal (una recta $y = x$ o lo que es lo mismo $R_k = G_k$), se activa el ajuste pluviométrico dinámico estándar del radar, dado por la ecuación (40), el cual supone activar los parámetros ε_k^r y ε_k^g de la función f_k .

Esto supone volver al paso 3, pero en vez de usar S_k para el sesgo, se usa f_k solo para aquellas estaciones en que sea necesario. Para aquellos puntos en que R_k se ajuste bien a G_k , no es necesario utilizar f_k , de manera que el sesgo sigue siendo S_k .

7. Los valores de ε_k^r y ε_k^g dependen estrechamente del *bias* que haya para cada uno de los puntos que tengan mucha desviación. Si $S_k < 1$, se debe activar ε_k^g para aumentar el sesgo y si $S_k > 1$, se debe activar ε_k^r .

El método descrito para la calibración de la precipitación radar es una técnica manual que se aplica a cada instante horario del período de duración del episodio de estudio. No existen unos valores concretos de ε_k^g y de ε_k^r para el ajuste de la precipitación de cada estación, si no que estos valores son situacionales y varían en función del resultado deseado. Normalmente, los valores de ε_k^g y ε_k^r son del orden de las precipitaciones horarias observadas, pero al ser valores que dependen de cada situación, éstos pueden adquirir un valor de orden distinto a las observaciones, para obtener el mejor ajuste de precipitación radar posible. Asimismo, el *bias* interpolado depende de si se utiliza S_k o f_k , lo cual indica que $S = S(S_k, f_k)$. La figura 38 muestra un mapeo de los valores de ε_k^g y de ε_k^r utilizados para obtener el campo de precipitación radar calibrado:

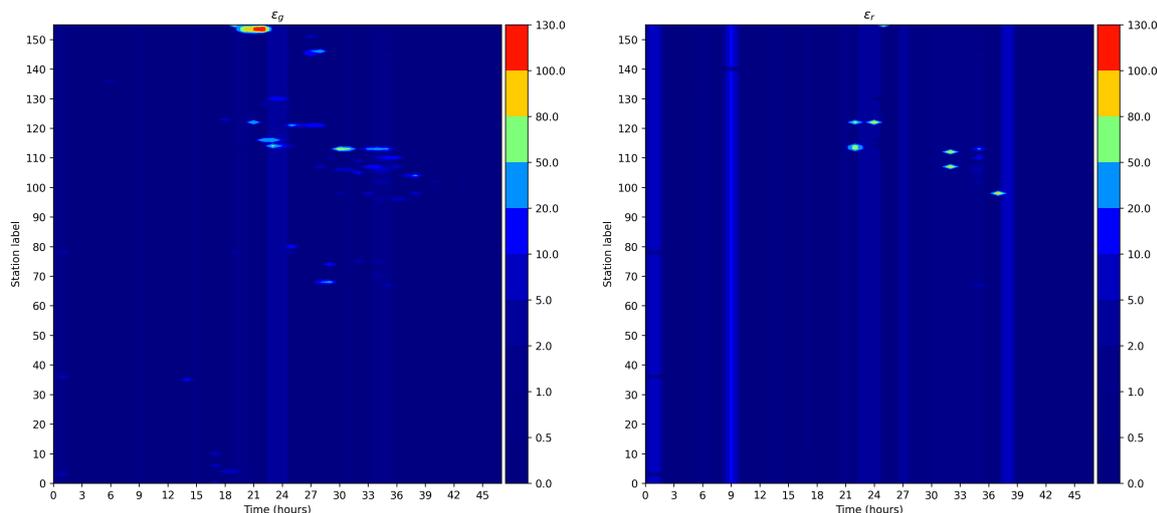


Figura 38: Mapa de los parámetros ε_k^g (izquierda) y ε_k^r (derecha) en mm. Los valores de los ejes tienen el mismo sentido que el explicado en la figura 31. Los valores máximos de los parámetros es del orden de 100 mm. Se puede apreciar que ambos parámetros tienen mayor variabilidad y adquieren un mayor valor en el momento en que sucedieron las precipitaciones más torrenciales, alrededor de las 24 h hasta las 39 h del evento, es decir, desde las 00 h del día 12/10/2007 hasta el mediodía de la misma jornada. Las franjas verticales en ambas gráficas indican que para un instante dado se ha tomado un valor constante de ε_k^g o ε_k^r para todas las estaciones.

En la figura 38, los valores de los parámetros ε_k^g y ε_k^r son después añadidos a f_k para después hacer la interpolación del *bias* y reescalar la precipitación radar horaria.

Para cada hora del evento se ha guardado la precipitación radar reescalada. Evaluando $\mathcal{R}_k \approx \mathcal{R}(\hat{\phi}_{obs}, \hat{\theta}_{obs})$ a cada instante de tiempo, se puede representar G_k en función de \mathcal{R}_k para todos los instantes de tiempo. La figura 39 muestra el ajuste horario hecho para todas las estaciones y para todos los instantes horarios:

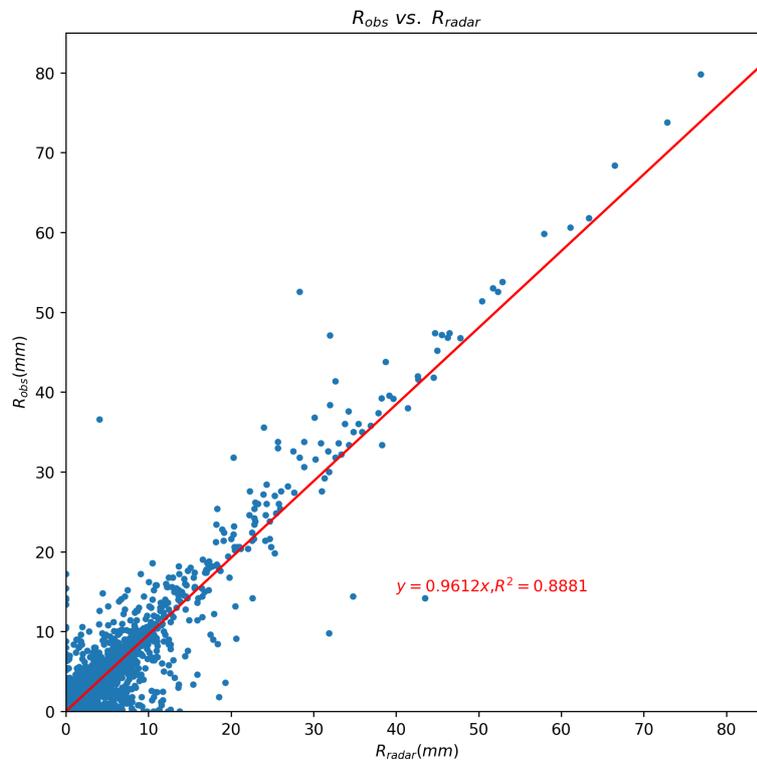


Figura 39: Calibración de la precipitación horaria del radar en función de la precipitación horaria observada utilizando el ajuste pluviométrico dinámico estándar. En el eje horizontal se entiende $R_{radar} = \mathcal{R}_k$ y $R_{obs} = G_k$ en el eje vertical. En la figura hay 156 estaciones \times 48 horas = 7488 puntos en el ajuste.

La recta ajustada es $y = 0.96x$ con un coeficiente de determinación de $r^2 = 0.89$. La pendiente próxima a la unidad en la recta de ajuste indica que la precipitación calibrada se ajusta notablemente bien para las estaciones, con un alto grado de fiabilidad en el ajuste realizado. El valor de la pendiente del ajuste indica que la precipitación radar calibrada tiende a sobreestimar el valor observado.

3. Resultados

En el apartado de metodología se han abordado y mitigado los problemas más graves encontrados para el episodio de estudio. Primero, se han tratado los datos de reflectividad del radar y posteriormente se han combinado estos datos con los datos de ritmo de precipitación horaria de la red de estaciones disponibles para obtener una relación Z-R que fuera capaz de describir las precipitaciones observadas, tanto horarias como acumuladas. El método de calibración expuesto en el apartado 2.8 muestra que es posible obtener un campo de precipitación radar preciso, de modo que se puede obtener este campo horariamente para todas las horas del evento meteorológico y el campo total de precipitación acumulada. En este apartado se muestran los resultados de la calibración y el proceso de verificación posterior.

3.1. Precipitación horaria radar

La figura 40 muestra el resultado de la calibración de la precipitación radar horaria en mm para la franja temporal en que se registraron las precipitaciones más torrenciales e intensas. En el panel de imágenes, las etiquetas horarias van de la hora 29 del evento a la hora 37, es decir, desde las 5 h hasta las 13 h del día 12/10/2007. También se ha resaltado en rojo algunas estaciones en las cuales se han tenido que aplicar el ajuste dinámico de la precipitación. En algunos instantes, el campo de precipitación es más suave que en otros. Esto es debido a que al no existir datos de reflectividad para ese instante, se ha usado la técnica descrita en el apartado 2.4 para rellenar el vacío de datos temporal.

En algunas imágenes se pueden apreciar algunas zonas blancas. Esto es debido a que en algunos instantes la precipitación horaria radar fue mayor que el máximo mostrado en la escala (80 mm). Se puede apreciar también que el área sombreada varía poco con el tiempo, hecho que indica que las precipitaciones fueron estacionarias durante muchas horas. Los colores más vistosos indican que en la calibración se representan precipitaciones muy intensas.

3.2. Precipitación total acumulada radar

A partir de las calibraciones hechas para la precipitación radar horaria, se puede calcular el campo de precipitación total acumulada para la región de interés. La figura 41 muestra el resultado comparado con el campo de precipitación acumulada observada (figura 19).

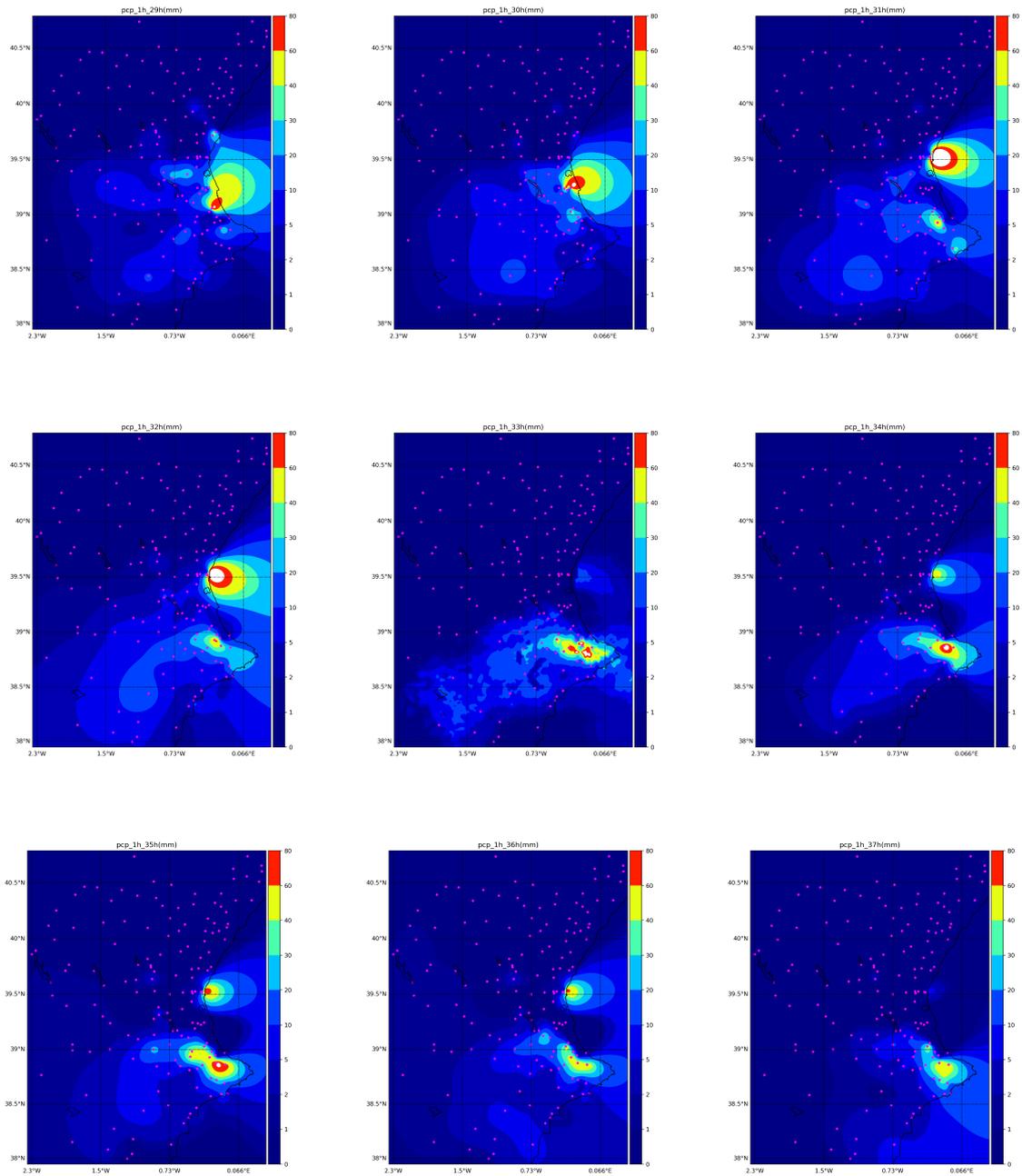


Figura 40: Precipitación horaria radar calibrada en mm. Los puntos en color magenta muestran la posición de la red de estaciones horarias disponible. La resolución de los mapas es 200×200

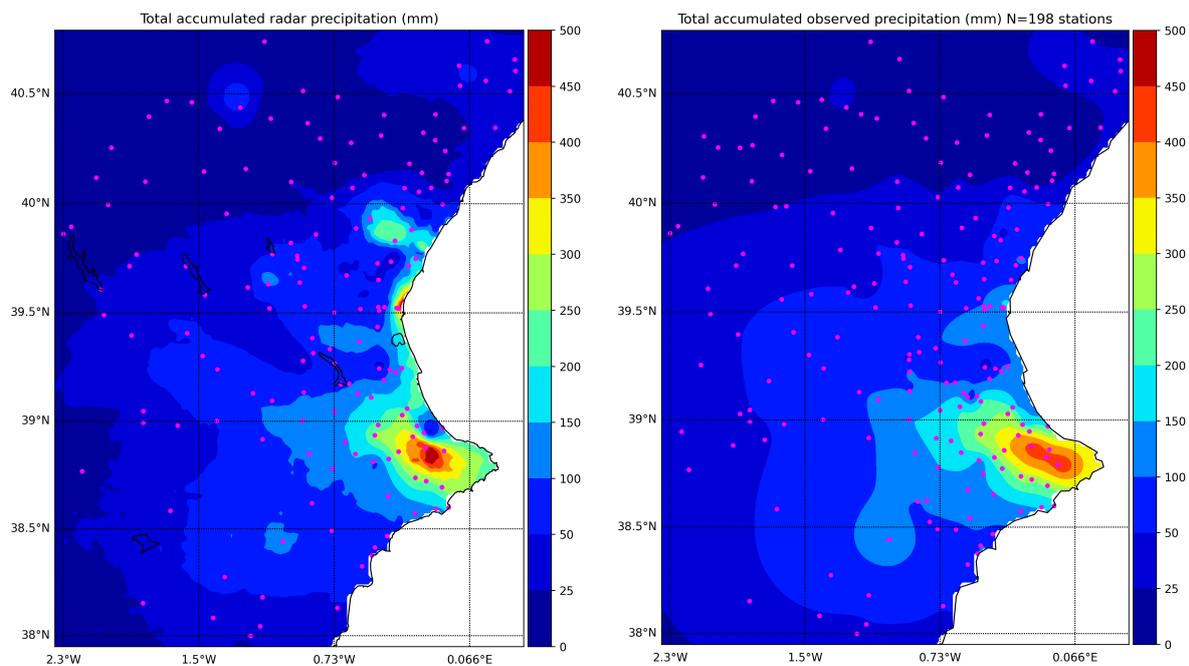


Figura 41: Comparativa de la precipitación radar total acumulada calibrada con las 156 estaciones horarias (izquierda) con la precipitación total acumulada observada a partir de las 198 estaciones (derecha). Los puntos en color magenta muestran la localización de las estaciones.

El resultado de la calibración de la precipitación radar muestra que hay concordancia entre las zonas de mayores acumulados totales de precipitación, al nordeste de la provincia de Alicante y en la provincia de Valencia. Sin embargo, surgen ciertas discrepancias entre los mapas. Si se compara la precipitación total acumulada calibrada del radar tiende a sobreestimar en ciertas zonas, como en los alrededores de la ciudad Valencia y en Alicante, donde se registraron los mayores acumulados y en otras zonas puntuales del dominio. También hay una pequeña zona al norte de la zona de máximos acumulados donde se produce una pequeña infraestimación. Estas discrepancias merecen un par de comentarios:

- En la calibración de la precipitación radar, se debe tener en cuenta que no aparecen todas las estaciones, sino que solo aparecen las estaciones horarias. El mapa de la precipitación total acumulada observada usa los datos de todas las estaciones, tanto horarias como las climáticas. Esta es una fuente de discrepancia entre las imágenes de la figura 41.
- La precipitación derivada de los datos de reflectividad ofrece mucha mayor resolución tanto espacial como temporal que el mapa de precipitación acumulada observada. En este último, se debe tener presente que solo se tienen en cuenta cada observación como un punto, de modo que solo se tiene información de ese punto, no de todo el espacio. Toda esa información puntual se interpola en el espacio, de modo que el campo resultante resulta más suave que el campo derivado de los datos del radar, el cual tiene más resolución espacial de base. Este hecho podría explicar las supuestas sobreestimaciones cuando se compara la precipitación total acumulada radar en las zonas donde más llovió.

Esto no tiene por qué ser un error derivado del método aplicado, sino que el campo de precipitación radar tiene más resolución que el interpolado con las observaciones y puede mostrar zonas donde pudo haber llovido más de lo observado. Algunos autores aseguran que la experiencia con grandes series de datos les ha permitido asegurar que un punto solo no puede ser representativo del área de interés [4], [6], [8].

3.3. Proceso de verificación

Las discrepancias entre las precipitaciones total acumulada radar y la observada explicadas en el punto 3.2 se pueden exponer mediante un proceso de verificación, que permite validar el ajuste de las precipitaciones realizada anteriormente. Aquí se comparan los valores de precipitación acumulada radar en los puntos más cercanos a las observaciones con los valores de precipitación total acumulada observada. La figura 42 muestra dos ajustes: uno hecho a partir de los datos de toda la red de estaciones disponible y otro hecho con los datos de estaciones climáticas, que registran la precipitación diaria recogida:

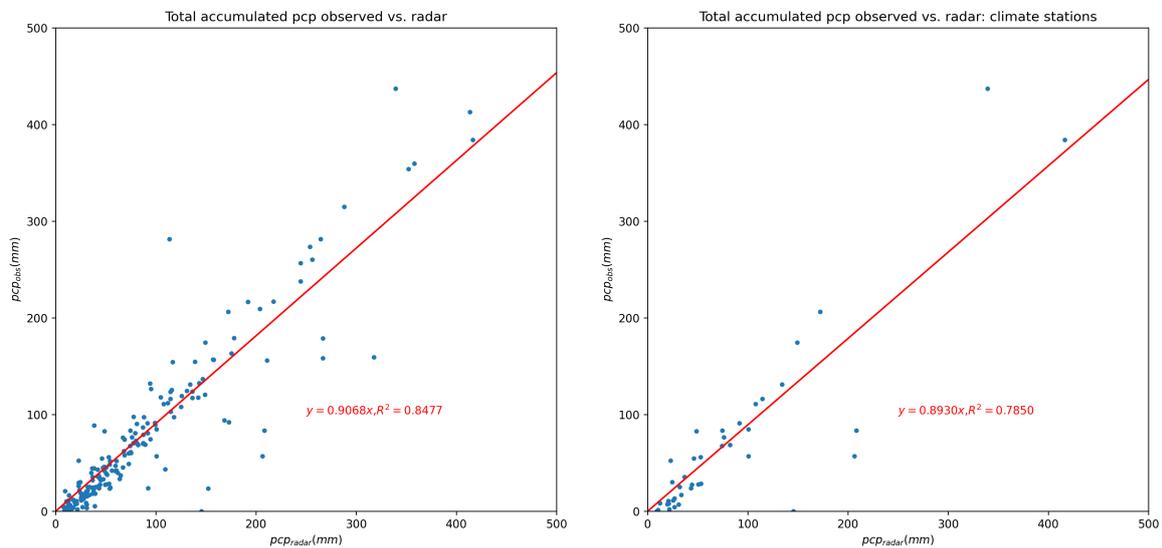


Figura 42: Diagrama de puntos de la precipitación total acumulada observada en función de la precipitación total radar (calibrada) y ajustes lineales para la red de estaciones disponible (izquierda) y para las estaciones climáticas (derecha). En los ajustes hay $N = 198$ puntos (izquierda) y $N = 42$ puntos (derecha).

El ajuste realizado para todas las estaciones muestra que $y = 0.91x$ con un coeficiente de determinación $r^2 = 0.85$. La alta fiabilidad del ajuste y la proximidad a la unidad en la pendiente indican que la precipitación total radar calibrada se ajusta bien a la observada. Por otro lado, el ajuste realizado para las estaciones climáticas muestra una tendencia similar, con $y = 0.89x$ con un coeficiente de determinación de $r^2 = 0.79$. Sin embargo, al haber menos puntos en el ajuste y al utilizar datos de estaciones independientes de la calibración previa, el coeficiente de determinación es ligeramente menor. Aún así, el grado de confianza del ajuste es elevado.

En general se puede ver que en ambos ajustes existe una alta relación lineal. Sin embargo, existen discrepancias puntuales notables para algunas estaciones, es decir, existen puntos que se alejan mucho del comportamiento ideal en los ajustes de la figura 42. Estas discrepancias pueden ser clave para explicar las diferencias de acumulados totales de precipitación en diferentes zonas expuestas en la figura 41. Existe una manera de mejorar los resultados de estas dos figuras. En el proceso de verificación se evalúa de manera coherente qué estaciones son las que se desvían mucho del comportamiento ideal y se aplica un procedimiento similar al descrito en el apartado 2.8, pero con ciertos matices que implican una toma de decisiones:

1. De toda la red de estaciones clima, se escogen solo aquellas en las que se crea que existe una desviación considerable con respecto al resto de estaciones. En este caso, se ha elegido un total de 9 estaciones para su ajuste.
2. Una estación clima puede no funcionar correctamente en el momento en que suceden las precipitaciones más torrenciales, de manera que en este caso se debe eliminar dicha estación del ajuste. Esto es posible saberlo gracias a la distribución final de la precipitación. Si una estación da un acumulado nulo y existe una vecina suficientemente cercana tal que su acumulado es considerable, es muy poco probable que realmente esa estación haya recogido 0 mm.
3. Para toda la red de estaciones clima, excepto las que se van a ajustar, se propone un *bias* tal que la precipitación reescalada para dicha estación sea la misma que la que tenía inicialmente, es decir, $S_k = 1$. Para aquellas estaciones en las que se vaya a realizar el ajuste, se propone un sesgo que depende de la precipitación total acumulada observada. La tabla 5 muestra las estaciones que se han ajustado según este último criterio, el cual activa, de manera idéntica que en el apartado 2.8, los parámetros ε_k^g y ε_k^r .
4. Mediante un método de interpolación (kriging), se interpola en todo el espacio el campo de *bias* en el espacio, y se reescala la precipitación de manera que $\mathcal{P} = SP$ en donde \mathcal{P} es la precipitación total acumulada calibrada radar reescalada y P es la misma precipitación sin escalar.

Estación	latitud (°)	longitud(°)	P_{obs} (mm)	P_{radar} (mm)	Acción
Carcer	39.0649	-0.5696	0.0	145.0	ELIMINAR
Villalonga	38.9051	-0.2055	281.6	113.4	AJUSTAR
Valencia	39.4782	-0.3565	159.2	317.6	AJUSTAR
El Puig	39.6069	-0.3132	83.4	208.5	AJUSTAR
Sot de Ferrer	39.8088	-0.4138	56.8	206.4	AJUSTAR
Valencia (AEMET)	39.4806	-0.3663	178.9	266.0	AJUSTAR
Murla	38.7500	-0.0381	437.0	339.0	AJUSTAR
Jérica	39.8914	-0.5229	23.4	152.0	AJUSTAR

Tabla 5: Estaciones que se ha decidido ajustar o eliminar con su localización y precipitación total acumulada tanto observada como radar. La estación de Valencia (AEMET) se ha contado como una sola, ya que de esta red existen dos estaciones que están muy cerca la una de la otra.

Una vez realizados los ajustes para las estaciones elegidas, se vuelve a hacer un ajuste idéntico como el de la parte izquierda de la figura 42, eliminando aquellas estaciones mencionadas en la Tabla 5, ya que se emplean para verificar, no para ajustar. El resultado se muestra en la figura 43:

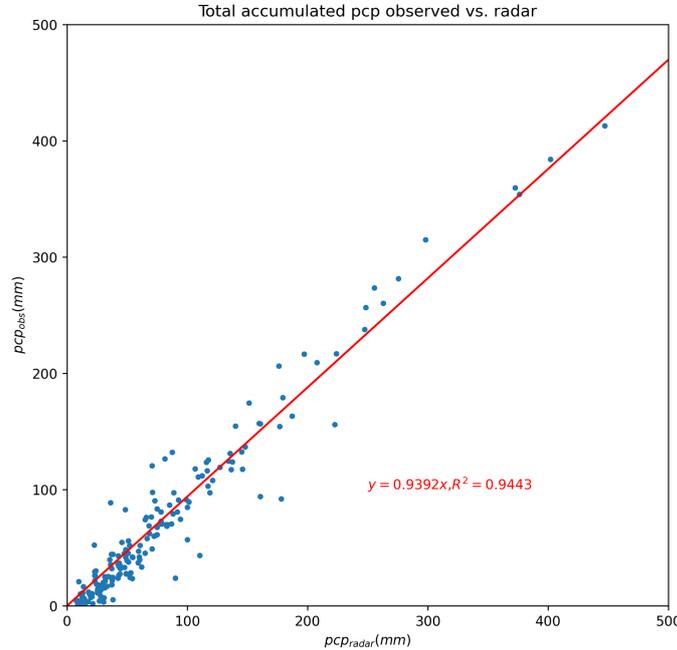


Figura 43: Diagrama de puntos de la precipitación total acumulada observada en función de la precipitación radar calibrada usando el método de verificación.

En la figura 43 se han eliminado las 9 estaciones anteriormente descritas en la Tabla 5. Las características de la interpolación hacen que, a pesar de eliminar estas estaciones, el *bias* aplicado afecte a vecinas cercanas, de modo que también se ajustan otras estaciones que no entran dentro del criterio de verificación. El resultado del ajuste es $y = 0.94x$ con un coeficiente de determinación de $r^2 = 0.94$. Los valores tanto de la pendiente del ajuste como de r^2 han aumentado con respecto al resultado de la figura 42. Esto indica que el método de verificación resulta efectivo y ajusta mejor la precipitación radar calibrada a la observada, si bien existe una cierta tendencia a la sobreestimación, presente en los ajustes realizados a lo largo del presente trabajo (ver figuras 39, 42 y 43) es inherente a los problemas asociados a la medida del radar, como la contaminación por ecos de tierra [8]. El campo de precipitación total radar acumulada con el método de verificación \mathcal{P} se muestra comparativamente frente al campo de precipitación total acumulada observada en la figura 44.

Se puede apreciar que el campo de precipitación total acumulada radar es similar al observado. A diferencia del resultado de la figura 41, se puede apreciar que las zonas en donde la precipitación radar acumulada sobreestimaba la observada, ahora dicha sobreestimación es menor, con una reducción de la precipitación total radar acumulada en la región de Valencia y un aumento puntual tanto al norte de Alicante, donde se registraron los mayores acumulados. Además,

en este resultado se puede ver la diferencia entre usar los datos de reflectividad del radar y las observaciones. Si bien el campo de precipitación total acumulada interpolando todas las observaciones resulta en una superficie suave, al usar los datos del radar se obtiene un campo con más resolución espacial y por tanto, con más variabilidad.

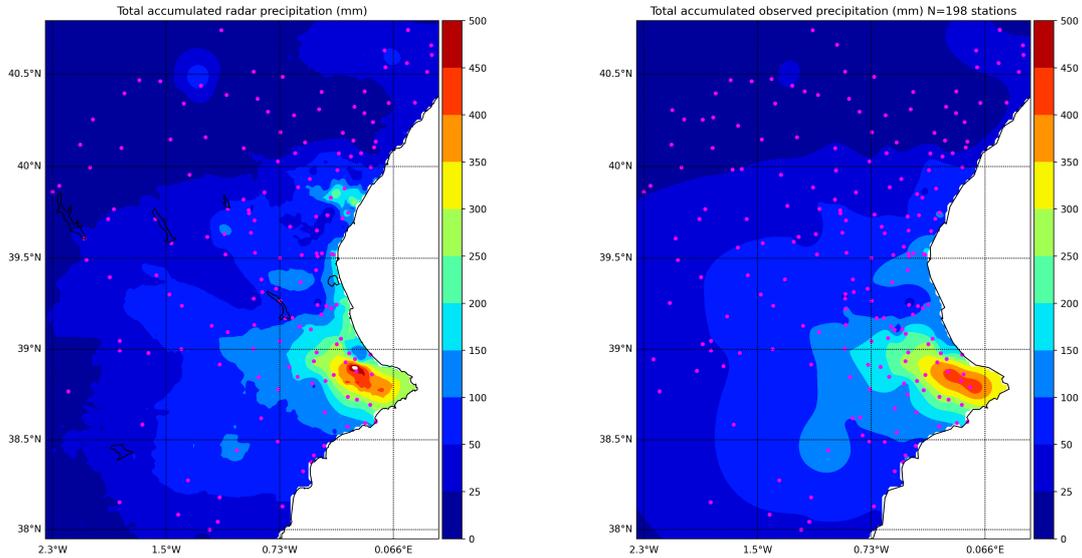


Figura 44: Comparativa de \mathcal{P} (izquierda) con el campo de precipitación total observada (derecha). Las zonas blancas indican que la precipitación total acumulada es $> 500 \text{ mm}$

3.4. Relaciones Z-R

En el apartado anterior se ha comprobado que el resultado para el campo de precipitación \mathcal{P} derivado anteriormente es preciso, con lo que un resultado interesante de analizar es el comportamiento de la precipitación radar derivada a partir de diversas relaciones Z-R conocidas y compararlas con dicho campo. Las figuras 45 y 46 muestran el resultado de esta comparación mediante diagramas de puntos, en el que se evalúan la precipitación en los puntos más cercanos a las observaciones y se mezclan los resultados de los ajustes de las relaciones Z-R empíricas con relaciones teóricas, tanto para precipitaciones estratiformes como convectivas. En los diagramas de puntos de la figura 45, se han comparado las precipitaciones calibradas y radar a partir de dos relaciones Z-R las cuales, por su valor similar en el parámetro b , corresponden a relaciones de precipitaciones convectivas para todas las estaciones horarias y para todos los instantes de tiempo. Dadas las intensidades observadas, el temporal estuvo marcado por una clara situación de tormentas, cuyas precipitaciones son convectivas. Sin embargo, se puede apreciar que los puntos correspondientes a la precipitación radar de la relación Z-R responden a una descripción pobre de la precipitación horaria calibrada. La precipitación derivada de las relaciones Z-R sobreestima en gran medida la calibrada, sobre todo para algunos valores horarios observados que son bajos. En ambos diagramas, existe por tanto una gran dispersión.

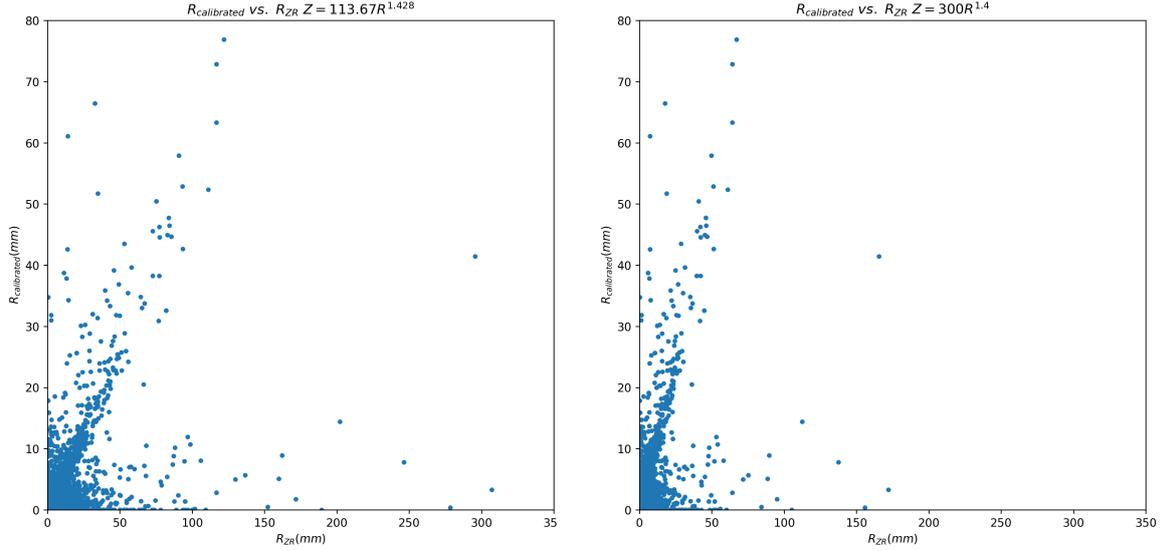


Figura 45: Diagrama de puntos comparando la precipitación horaria radar calibrada en función de la precipitación radar derivada a partir de una relación Z-R en mm. Se debe notar que $R_{calibrated} = \mathcal{R}_k$. En la figura de la izquierda, se compara la calibración con la precipitación a partir de $Z = 113.67R^{1.428}$, mientras que la figura de la derecha se muestra el análogo pero utilizando la relación $Z = 300R^{1.4}$. En los ajustes hay $N = 7488$ puntos

En la figura 45, Al comparar la precipitación derivada de $Z = 113.67R^{1.428}$ con $Z = 300R^{1.4}$ en la imagen de la derecha se puede apreciar que el conjunto de puntos tiende a formar una línea más inclinada que la de la izquierda, menos inclinada y con más dispersión. Esto indicaría que $Z = 300R^{1.4}$ tendería a tener una mejor correspondencia con la precipitación calibrada, sobre todo para los mayores acumulados horarios (> 20 mm), sin embargo, existen valores poco descriptivos para esta relación. La figura 46 muestra el resultado análogo, pero para el parámetro b que describe situaciones estratiformes usando la relación Z-R empírica encontrada anteriormente con la relación de Marshall-Palmer.

El resultado de la figura 46 es similar al discutido en la figura 45. A pesar de una magnitud menor de la sobreestimación en comparación con la figura 45, los resultados indican que la precipitación horaria radar derivada de la relación Z-R sobrestima la calibrada para un conjunto de valores menores que 10 mm observados, con una infraestimación en los valores más altos (> 20 mm). Esta infraestimación puntual puede ser debida a la atenuación que sufre el radar de Murcia en instantes determinados del temporal [8]. La gran dispersión también indica que la relación Z-R utilizada no describe suficientemente bien las precipitaciones horarias calibradas.

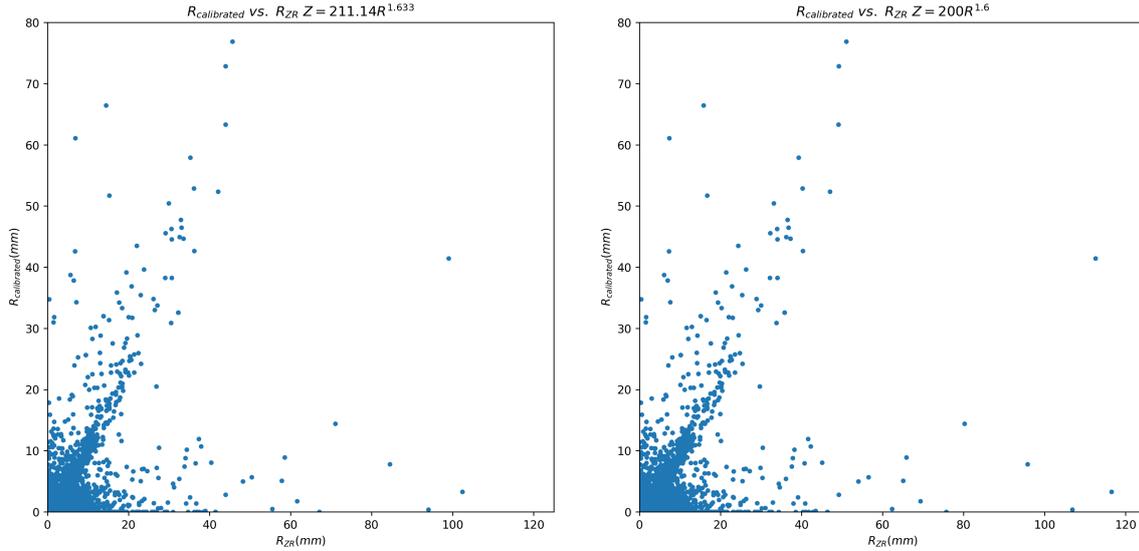


Figura 46: Diagrama de puntos comparando la precipitación horaria calibrada en función de la precipitación horaria radar derivada de $Z = 211.14R^{1.633}$ (izquierda) y de $Z = 200R^{1.6}$ (derecha) en mm.

La descripción tan pobre que proporciona la precipitación radar derivada de las relaciones Z - R puede deberse a las estructuras vistas por el radar, poco descriptivas de las intensidades (reflectividad) reales de precipitación, para los instantes de tiempo en que había datos de éste. Otra razón para esta pobre descripción son las características en que se han obtenido los campos de reflectividad horarios restantes para mitigar el vacío de datos temporal. Estos campos han sido obtenidos en base a interpolaciones en el espacio de las observaciones, y el resultado resulta en una superficie muy suave y poco descriptiva espacialmente si comparamos con una imagen de reflectividad medida directamente por el radar.

3.5. Análisis estadístico

Las dificultades derivadas de los problemas encontrados a lo largo de este trabajo relacionados con la falta de datos de reflectividad del radar se han traducido en algunos resultados más cualitativos que descriptivos (ver por ejemplo figuras 37, 45 y 46 con las respectivas explicaciones posteriores). Se han mencionado diversas fuentes de error y, sin embargo, solo se han tratado algunas de ellas debido a la escasez de datos. Tampoco se ha podido analizar el impacto de éstas debido a la falta de herramientas de trabajo para poder cuantificarlas. Sin embargo, esto no impide que se puedan demostrar cuáles son las ventajas e inconvenientes de utilizar los datos derivados del radar meteorológico.

En esta sección se estudian algunas variables estadísticas que permitirán determinar qué grado de fiabilidad ofrece el radar meteorológico para el presente caso de estudio. Se ha asumido que la medida de la precipitación acumulada en una hora o ritmo de precipitación horario R no tenía asociado ningún tipo de error, por pura sencillez, un hecho más que cuestionable debido a factores instrumentales y ambientales.

El error de la precipitación observada se debe a diversas fuentes, como por ejemplo la pérdida de agua en el pluviómetro debido al viento o turbulencia, propio de situaciones de tormentas como la del presente caso de estudio. Estas pérdidas están alrededor del 5 % pero en algunos casos se han reportado errores que ascienden al 40 % en casos de tormentas fuertes, que provocan rachas de viento muy intensas [6]. En este apartado se dejan de lado las observaciones que proporcionan la red de estaciones, debido principalmente a dos razones. La primera es debida al desconocimiento del error asociado a las medidas de la precipitación horaria y la segunda es debida a que cuando se realiza una interpolación de las observaciones sobre una determinada área, se están cometiendo errores de naturaleza espacial que derivan en superficies demasiado suaves para describir un campo que está caracterizado por una muy alta variabilidad en el espacio, como lo es el campo de precipitación. Además de estas razones, es también conveniente validar las precipitaciones calibradas. Aquí se estudian las discrepancias entre la precipitación radar calibrada y la obtenida a partir de las relaciones Z-R expuestas en los ajustes de la sección 3.4 (figuras 45 y 46).

La manera de abordar estas discrepancias es calcular el coeficiente de correlación espacial para cada instante de tiempo, de manera que se obtenga esta variable en función del tiempo en horas de duración del temporal. El coeficiente de correlación espacial $r_{\mathcal{R}R}$ se define como:

$$r_{\mathcal{R}R} = \frac{\text{cov}[\mathcal{R}, R]}{\sigma_{\mathcal{R}}\sigma_R} \quad (42)$$

En donde:

$$\text{cov}[\mathcal{R}, R] = \sum_{i=0}^I \sum_{j=0}^J (\mathcal{R}_{i,j} - \bar{\mathcal{R}})(R_{i,j} - \bar{R}) \quad (43)$$

es la covarianza entre la precipitación horaria radar calibrada \mathcal{R} y la precipitación radar obtenida a partir de la relación Z-R: R . El doble sumatorio indica que se debe sumar sobre todo el dominio (200×200 puntos de malla en este caso). $\bar{\mathcal{R}}$ y \bar{R} son las respectivas medias espaciales de precipitación radar para un cierto instante de tiempo. Se tiene también que:

$$\sigma_{\mathcal{R}} = \sqrt{\sum_{i=0}^I \sum_{j=0}^J (\mathcal{R}_{i,j} - \bar{\mathcal{R}})^2} \quad (44)$$

$$\sigma_R = \sqrt{\sum_{i=0}^I \sum_{j=0}^J (R_{i,j} - \bar{R})^2} \quad (45)$$

En donde $\sigma_{\mathcal{R}}$ y σ_R son las desviaciones estándar de la precipitación horaria radar calibrada y la precipitación radar a partir de la relación Z-R respectivamente.

El coeficiente de correlación es un índice estadístico que describe en este caso la distribución espacial de las magnitudes relativas de precipitación radar horaria calibrada \mathcal{R} con la precipitación horaria derivada de una determinada relación Z-R (R) y está definido en el intervalo $-1 < r_{\mathcal{R}R} < 1$, siendo -1 una descripción totalmente anticorrelacionada, 1 una descripción completamente correlacionada y 0 una descripción con correlación nula espacialmente. Las figura 47 muestra la evolución de $r_{\mathcal{R}R}$ con el tiempo para las mismas relaciones Z-R mostradas en las figuras 45 y 46. En los resultados de la figura 47, se puede ver que la evolución de $r_{\mathcal{R}R}$ es muy similar para todas las relaciones Z-R utilizadas. Esto significa que, independientemente de relaciones Z-R utilizadas, el campo R depende directamente de la reflectividad medida por el radar dbZ y esta medida se ve afectada por diversas fuentes de error que, a pesar de las técnicas de mitigación aplicadas, impiden analizar con mayor precisión la distribución e intensidad de las precipitaciones para un cierto momento. Es decir, que el radar detecta señal con mayor impacto del ruido o menor, a pesar de la aplicación de la metodología para mitigar esta fuente de error.

La evolución de las gráficas de $r_{\mathcal{R}R}$ muestran diversos momentos en que el coeficiente de correlación aumenta considerablemente, a la vez en que hay momentos en que hay una disminución. Un valor de $r_{\mathcal{R}R}$ alto indica que existe una concordancia espacial entre la precipitación calibrada y la precipitación radar de la relación Z-R, es decir, que la la distribución espacial de las magnitudes relativas de las precipitaciones derivadas de la primera coinciden con las calculadas a partir de la segunda, mientras que un valor bajo indica todo lo contrario. Tanto al principio como a la mitad del episodio se puede apreciar una disminución considerable de $r_{\mathcal{R}R}$, momentos en que se producían precipitaciones de cierta intensidad.

El comportamiento de $r_{\mathcal{R}R}$ también indica que las relaciones Z-R son muy sensibles cuando se producen precipitaciones muy intensas, ya que son relaciones potenciales y son muy susceptibles de producir sobreestimaciones, es decir, si en un momento dado llueve muy intensamente y se utiliza una determinada relación Z-R a priori para determinar la cantidad de precipitación acumulada, se tiende a sobreestimar mucho este valor, dando lugar a fuentes de error que se reflejan en valor bajo del coeficiente de correlación espacial. Esto es efectivamente así, sobre todo aproximadamente a mitad del episodio, al final del día 11/10/2007, entre las 18 y 24 primeras horas de duración del episodio y en algunos instantes posteriores, correspondientes a la madrugada y mañana de día 12/10/2007, cuando se empezaron a formar tormentas muy intensas y estacionarias, que provocaron precipitaciones torrenciales.

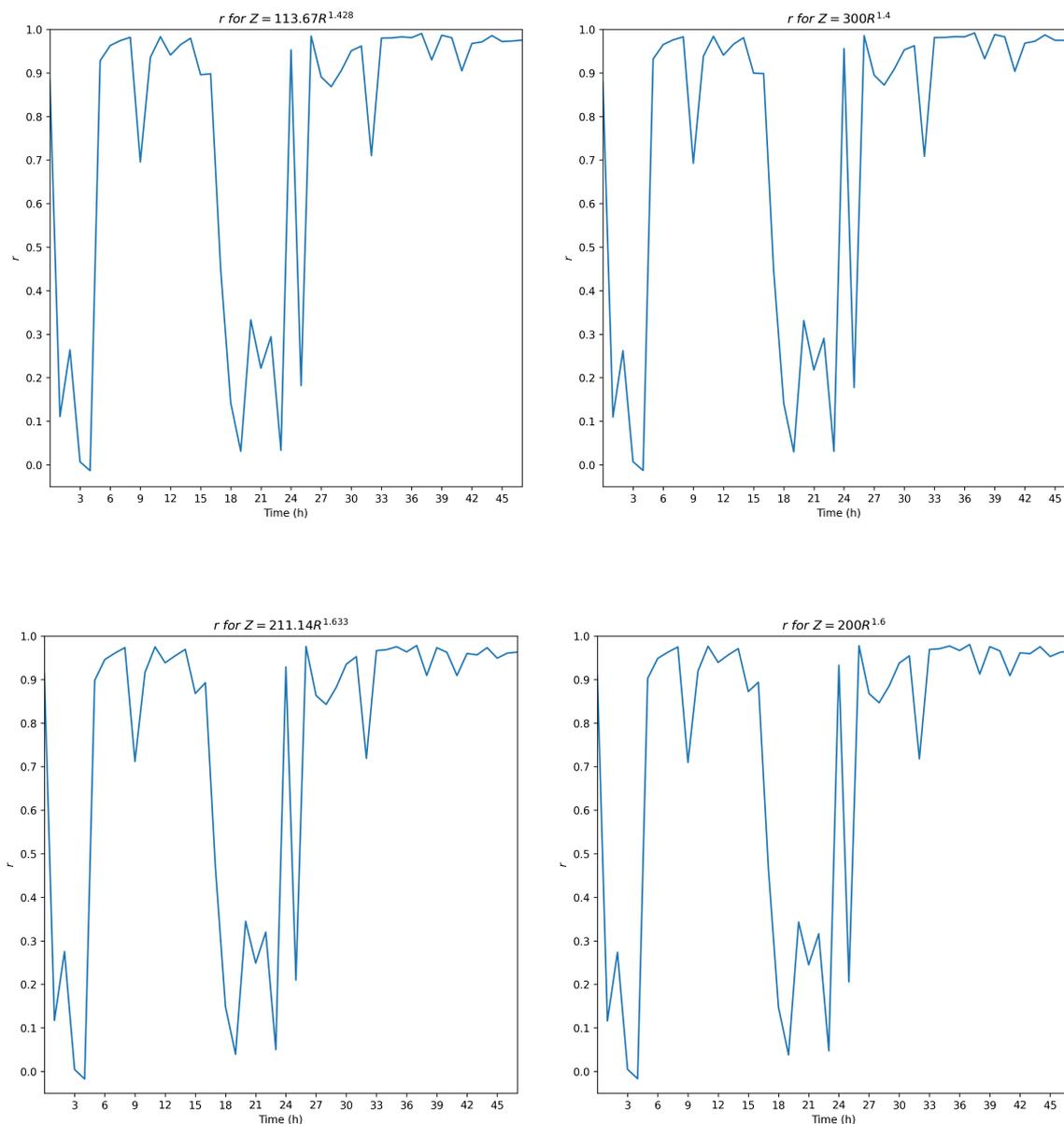


Figura 47: Evolución de r_{RR} con el tiempo para todo el período de duración del temporal y para algunas relaciones Z-R. Se debe entender $r = r_{RR}$.

La información que proporcionan las imágenes de la figura 47 permiten complementarse con el resultado de las figuras 45 y 46, permitiendo así obtener información de cuándo se producen mayores discrepancias en los valores de precipitación calibrada y calculada a partir de la relación Z-R. Es decir, que en el momento en que r_{RR} es muy bajo entre estos dos campos, existe una discrepancia considerable, en forma de dispersión en los puntos mostrados en las figuras 45 y 46. Huelga decir que la variabilidad tan notable en la evolución de r_{RR} no es propia solo de este estudio, si no que se han encontrado resultados en que esta variable tiene un comportamiento muy fluctuante.

Se ha mostrado que las estimaciones de las correlaciones espaciales a través del radar meteorológico provocan errores próximos al 30 % al tratar de describir la variabilidad a pequeña escala [4], un hecho coherente con el presente caso de estudio. Otra variable estadística interesante para analizar es la raíz del error cuadrático medio *Root Mean Square Error* (RMSE). Para cada instante horario t se define como:

$$\text{RMSE}(t) = \sqrt{(\bar{\mathcal{R}}(t) - \bar{R}(t))^2} \quad (46)$$

Una descripción perfecta de las precipitaciones derivadas de la relación Z-R correspondería un valor nulo de RMSE si $\bar{R}(t) = \bar{\mathcal{R}}(t)$. La figura 48 muestra el resultado de $\text{RMSE}(t)$ para las mismas relaciones $Z = 113.67R^{1.428}$ y $Z = 300R^{1.4}$, relaciones para precipitaciones convectivas:

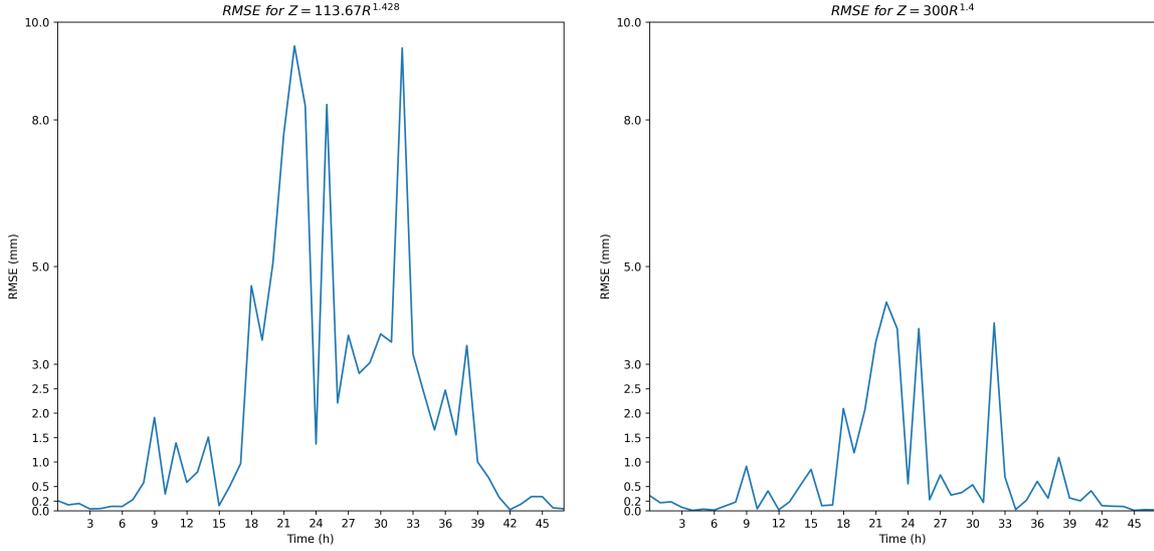


Figura 48: RMSE_h en mm en función del tiempo de duración del episodio (en horas) para dos relaciones Z-R convectivas: una de ellas derivada experimentalmente (izquierda) y otra teórica (derecha).

En la figura 48, se puede apreciar la magnitud del error cometido al usar diferentes relaciones Z-R convectivas para describir la intensidad de las precipitaciones ocurridas durante el temporal. Mientras que para $Z = 113.67R^{1.428}$ la magnitud alcanza los 10 mm aproximadamente, para $Z = 300R^{1.4}$ no llega a los 5 mm. Se debe recordar que esta última relación es la que se ha utilizado para derivar el campo de precipitación horaria calibrada \mathcal{P} . Sin embargo, el vínculo con esta relación Z-R desaparece en el momento en que se aplica el método de calibración de la precipitación descrito anteriormente en el apartado 2.8. Los valores más grandes de error cuadrático medio se encuentran anticorrelacionados con los valores de $r_{\mathcal{R}R}$, es decir, que cuando el primero aumenta, el segundo disminuye considerablemente, y esto ocurre precisamente en los mismos instantes de duración del evento descritos anteriormente.

Al final del día 11/10/2007 y durante la madrugada y la mañana del día 12/10/2007, aproximadamente entre las 18 y las 36 horas de duración del episodio, es cuando se producen las mayores discrepancias entre \mathcal{R} y R , resultando en un valor elevado de $\text{RMSE}(t)$, coincidiendo con el intervalo de tiempo en que se formaron y descargaron las tormentas más intensas, que provocaron los aguaceros torrenciales. La figura 49 muestra un resultado similar, pero utilizando relaciones para precipitaciones estratiformes.

En este caso, la utilización de relaciones Z-R para precipitaciones estratiformes ($Z = 211.10R^{1.633}$ y $Z = 200R^{1.6}$) produce una disminución de la magnitud del error cometido por la precipitación radar derivada de la relación Z-R. La magnitud del error utilizando estas relaciones se sitúa alrededor de los 3 mm. Esto quiere decir que estas relaciones Z-R producen ritmos de precipitación más bajos que las relaciones convectivas. En cuanto a la evolución de la curva del error, resulta muy similar al de la figura 48, con los máximos situados en el mismo instante de tiempo, cuando se producían las precipitaciones más intensas. De manera idéntica al resultado de la figura 48, en el momento de mayor discrepancia entre precipitaciones es cuando se produce una disminución notable del coeficiente de correlación entre ambas.

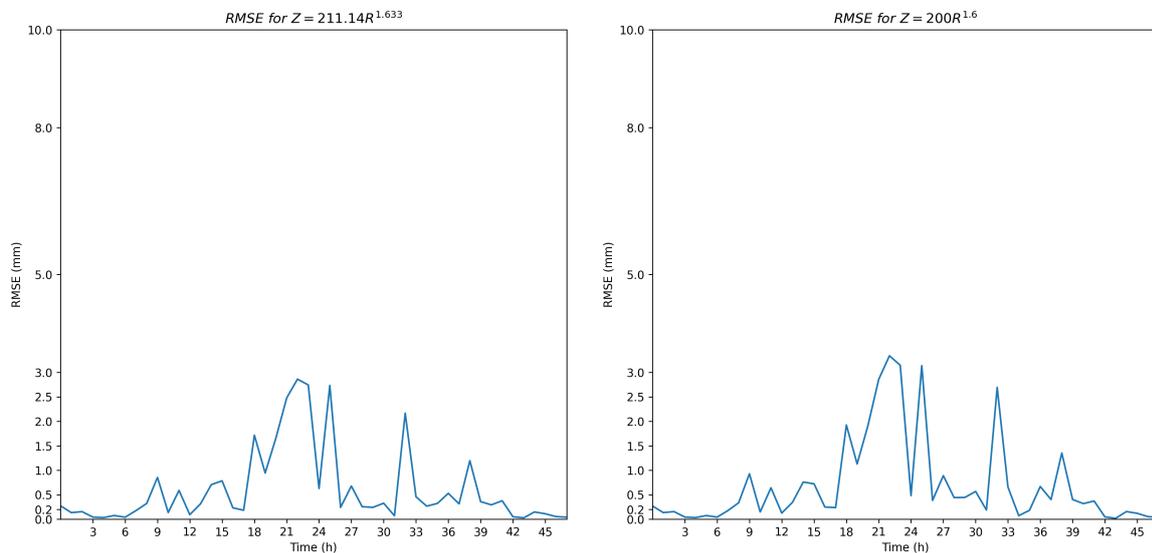


Figura 49: $\text{RMSE}(t)$ en mm para dos relaciones Z-R estratiformes: una de ellas derivada experimentalmente (izquierda) y la otra teórica (derecha).

Un comentario interesante con respecto a las gráficas de las figuras 47, 48 y 49 al principio del episodio: en las primeras horas de duración del episodio, se puede apreciar que $r_{\mathcal{R}R}$ disminuye notablemente, mientras que $\text{RMSE}(t)$ no sufre cambio alguno, al contrario de la tendencia que se observa a mitad del episodio, en que el coeficiente de correlación espacial disminuye mientras que el error cuadrático medio aumenta.

Esto se debe a que al principio del episodio la media espacial de las precipitaciones era mucho menor que en el momento de máxima intensidad del episodio. Sin embargo, a pesar de ello, espacialmente las precipitaciones no estaban correlacionadas. La alta variabilidad y la anticorrelación entre $\text{RMSE}(t)$ y $r_{\mathcal{R}R}$ encontrada en este apartado radica en la naturaleza propia de los campos de reflectividad usados en el presente trabajo. Estas propiedades describen la gran anisotropía y heterogeneidad de la estructura espacial de las precipitaciones, la cual está contenida en los campos de precipitación radar [4]. El grado de anisotropía y heterogeneidad son equivalentes a la gran variabilidad espacial de las precipitaciones, que también se refleja en el lugar donde se suceden, en el presente caso de estudio, en una zona montañosa muy heterogénea e irregular (ver figura 17). En las gráficas de las figuras 47, 48 y 49 también se refleja la dificultad de medir adecuadamente la relación Z-R en zonas montañosas [26], [27], [28], [29], [30]

Otros índices estadísticos interesantes son aquellos que se definen sobre el período total de duración del episodio. De manera similar a la ecuación (46), se define el error cuadrático medio para todo el período de duración del temporal como:

$$\text{RMSE} = \sqrt{\frac{1}{T} \sum_{t=0}^T (\bar{\mathcal{R}}_t - \bar{R}_t)^2} \quad (47)$$

En donde el sumatorio se extiende a todo el período de duración del evento meteorológico. En este caso, este período es $T = 48 \text{ h}$. Otras variables estadísticas interesantes son el error medio absoluto MAE:

$$\text{MAE} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T |\bar{\mathcal{R}}_t - \bar{R}_t| \quad (48)$$

y el error medio ME:

$$\text{ME} = \frac{1}{T} \sum_{t=1}^T (\bar{\mathcal{R}}_t - \bar{R}_t) \quad (49)$$

Las ecuaciones (47), (48) y (49) se pueden calcular para cada una de las relaciones Z-R mostradas para hacer las estadísticas horarias mostradas anteriormente. El resultado de los cálculos se muestra en la Tabla 6:

a	b	MAE (mm)	ME (mm)	RMSE (mm)
113.7	1.43	2.16	-2.13	3.38
211.1	1.63	0.61	-0.48	0.99
200.0	1.60	0.70	-0.60	1.15
300.0	1.40	0.74	-0.62	1.36

Tabla 6: resultados de la estadística para el período total de duración del episodio, usando los datos horarios de precipitación horaria radar calibrada y precipitación radar obtenida con diferentes valores de a y b de las relaciones Z-R

Los resultados de la Tabla 6 muestran que todas las relaciones Z-R elegidas para los cálculos sobreestiman con respecto a la precipitación radar calibrada, como muestra el resultado para el error medio ME. La relación Z-R mayor error produce es $Z = 113,7R^{1,43}$, siendo ésta la que más sobreestima.

4. Conclusiones

Los campos de reflectividad en superficie derivados del tratamiento de las imágenes de la potencia del haz del radar meteorológico a la elevación más baja (0,5 °) se han combinado con las observaciones de la precipitación de la red de estaciones del SAIH y de la AEMET para describir un episodio de lluvias torrenciales ocurrido en la Comunidad Valenciana los días 11 y 12 de octubre de 2007. En algunos puntos del nordeste de la provincia de Alicante, se llegaron a registrar más de 400 mm de precipitación. Más del 90 % del acumulado total en diversas estaciones se registró durante la mañana del día 12/10/2007, provocando en general grandes daños tanto materiales como personales. La excepcionalidad del temporal de lluvias requiere del uso del radar meteorológico, ya que es el instrumento que más información puede proporcionar, tanto espacial como temporal y que, en combinación con las observaciones de precipitación de la red de estaciones meteorológicas, permite una descripción cuantitativa precisa de las características de las precipitaciones, a través de la relación reflectividad-ritmo de precipitación, conocida como relación Z-R y que toma una forma potencial, del tipo $Z = aR^b$.

Durante las 48 horas de duración del temporal, se han detectado diversas fuentes de error que afectaron gravemente a los campos de reflectividad del radar meteorológico. Las fuentes de error que más afectaron a la señal del radar fueron tres: la atenuación, el bloqueo y la presencia de un alto porcentaje de señal no meteorológica en los campos de reflectividad. La combinación de estos tres factores provocó un vacío importante de datos tanto espacial como temporalmente, convirtiendo este episodio de lluvias en un caso patológico, debido a las dificultades que estas fuentes de error conllevan, en que aproximadamente sólo estaban disponibles el 40 % de los datos de reflectividad. Para mitigar esta patología en los datos, se han recurrido a diversas técnicas, basadas en algoritmos que aplican las máscaras de bloqueo de los radares, para detectar aquellas zonas más afectadas por esta fuente de error, que infraestima la señal del radar, para aquellos momentos en que existía señal del radar.

A partir de la máscara de bloqueo y los datos del radar de la zona de interés (Valencia) y del radar adjunto (Murcia), se ha creado un mosaico en que se combinan los datos de reflectividad de ambos radares, utilizando las máscaras de bloqueo de ambos radares de manera que según el porcentaje de la señal bloqueada, se rellenan aquellas zonas afectadas por el bloqueo del radar. Además de ésta, se han aplicado también técnicas de interpolación espacial, en este caso, el método de kriging, para rellenar el vacío de datos en el tiempo que provocó la atenuación de la señal del radar de Murcia, con la ayuda de los datos horarios de precipitación de la red de estaciones disponible. La interpolación de estos datos se ha traducido a reflectividad infiriendo una relación Z-R conocida, permitiendo obtener un campo de reflectividad aproximado para el 60 % de los datos que faltan.

La reducción de rango espacial posterior mediante técnicas de interpolación lineal de todos los campos de reflectividad se ha utilizado para derivar una serie de relaciones Z-R empíricas, a partir de los datos existentes, en función del período en que se hacen medias temporales de reflectividad. Algunas relaciones Z-R encontradas a partir de los ajustes se asemejan a relaciones climatológicas. Para medias temporales de reflectividad cada 6 horas, se ha encontrado que $Z = 211.10R^{1.63}$, muy similar a la relación estándar climatológica de Marshall-Palmer, $Z = 200R^{1.6}$. Para medias temporales hechas cada 12 horas, se ha encontrado que $Z = 113.7R^{1.43}$, relación con exponente similar a la climatológica $Z = 300R^{1.4}$, entre otras.

Sin embargo, las relaciones encontradas a partir de estos ajustes no explican la variabilidad de las observaciones de precipitación acumulada en 1 hora. La variabilidad de las observaciones de ritmo de precipitación se ha comparado con la precipitación total acumulada en el episodio de lluvias, calculando el ritmo máximo de precipitación en 10 minutos y en 30 minutos a partir de los datos de ritmo de precipitación 5 minutales, disponibles solo en la red de estaciones de SAIH, 132 del total de las 198 estaciones meteorológicas que forman la base de datos de este estudio. Se ha encontrado que existe una relación lineal entre el ritmo máximo de precipitación y la precipitación acumulada, con una dispersión pequeña para acumulados totales entre 0 y 100 mm y una dispersión mayor para los acumulados más excepcionales. Esto indica que las precipitaciones durante el episodio fueron persistentes y muy intensas, asociadas a un sistema tormentoso organizado cuasiestacionario. Las intensidades horarias 30 minutales calculadas muestran que hubo una treintena de estaciones que superaron el umbral de riesgo para inundaciones súbitas, establecido en 20 mm/h. Las estaciones que registraron los acumulados más excepcionales (más de 200 mm) superaron este umbral, con una fracción de precipitación acumulada por intensidades mayores de 20 mm/h entre el 0.4 y el 0.8, lo cual indica que el porcentaje de precipitación acumulada por intensidades mayores que el valor umbral se situó entre el 40 % y el 80 % para las estaciones que registraron los acumulados más excepcionales.

La imposibilidad de describir las características de las precipitaciones a partir de las relaciones Z-R experimentales encontradas ha obligado a llevar a cabo una técnica de calibración de la precipitación radar mediante la relación de Miller $Z = 24.7R^{2.37}$ para situaciones de precipitaciones convectivas y la aplicación del ajuste pluviométrico dinámico estándar del radar, que utiliza el *bias* activando los parámetros de ajuste dinámico incidentales ε_k^r y ε_k^g . Los valores de estos parámetros son arbitrarios y para el presente caso de estudio los valores utilizados oscilan entre los 0 y los 130 mm.

La calibración de la precipitación acumulada en 1 hora del radar \mathcal{R} se ha ajustado muy efectivamente a la precipitación horaria observada G para todos los instantes de tiempo, satisfaciendo una alta relación lineal entre ambas que toma la forma de la recta $y = 0.96x$, con un coeficiente de determinación de estas variables de $r^2 = 0.89$. Posteriormente, se ha utilizado esta calibración para derivar el campo de precipitación acumulada total del radar más preciso. Esta calibración da lugar a una descripción mucho más precisa del campo de precipitación ya que a través de los datos de reflectividad del radar es posible obtener una descripción continua de las precipitaciones en todo el espacio. El campo de precipitación radar calibrado se ha acumulado para todo el episodio y se ha comparado con la precipitación acumulada total para toda la red de estaciones disponible.

El proceso de verificación de la precipitación total acumulada del radar calibrada permite validar esta variable mediante la comparación de los valores calibrados con los observados. El resultado de la verificación muestra que para las estaciones climáticas que no han sido sometidas al proceso de calibración existe también una alta concordancia entre los valores calibrados y observados, satisfaciendo la relación $y = 0.89x$ con un coeficiente de determinación de $r^2 = 0.79$. Este resultado muestra que la calibración de la precipitación radar acumulada en el episodio es precisa.

Las discrepancias existentes entre algunas estaciones han sido mitigadas mediante la aplicación de una técnica de ajuste dinámico similar al aplicado horariamente pero solo activando los parámetros incidentales para aquellas estaciones que sufren mayor discrepancia, que después se eliminan de la base de datos de las estaciones empleadas para la verificación. El resultado de la calibración muestra una mejora significativa de la precipitación total acumulada radar calibrada en función de la observada, satisfaciendo la relación $y = 0.94x$ con un coeficiente de determinación de $r^2 = 0.94$. El resultado de esta técnica describe muy adecuadamente las zonas de mayor impacto del temporal, si bien existe una ligera tendencia a una sobreestimación de los valores observados en según que zonas. Posteriormente se han vuelto a comparar las relaciones Z-R derivadas empíricamente con el campo de precipitación radar más fiable ajustado dinámicamente. Existe una gran dispersión a la hora de comparar el campo de precipitación calibrado con el campo derivado de las relaciones Z-R. Para una serie de valores bajos de precipitación horaria calibrada, las relaciones convectivas ($Z = 113.67R^{1.428}$ y $Z = 300R^{1.4}$) producen grandes sobreestimaciones, sobre todo para la primera relación, mientras que las precipitaciones calibradas más significativas sufren una infraestimación para la segunda relación. Ocurre algo similar al hacer la misma comparación usando las relaciones Z-R estratiformes ($Z = 211.14R^{1.633}$ y $Z = 200R^{1.6}$). Esto lleva a la conclusión de que las relaciones Z-R ajustadas experimentalmente no describen suficientemente bien la distribución e intensidad de las precipitaciones calibradas.

Finalmente, se ha llevado a cabo una breve descripción estadística en función del tiempo de duración del temporal para dos relaciones Z-R ajustadas experimentalmente y dos relaciones teóricas. La evolución del coeficiente de correlación espacial y del error cuadrático medio muestran que existe una relación inversamente proporcional entre ambas variables, siendo notable a mitad del período de duración del temporal, a finales del día 11/10/2007 y a comienzos de día 12, período en que se registraban las precipitaciones más intensas. Durante esa franja temporal, existe una baja correlación espacial para todas las relaciones Z-R utilizadas, que desciende hasta 0.1 a finales del día 11/10/2007, con un error cuadrático medio que oscila entre los 3 y los 10 mm. A comienzos del día 12/10/2007, momento en que las precipitaciones se hacían muy intensas y persistentes, se aprecia un aumento del coeficiente de correlación espacial hasta alrededor de 0.7, así como una disminución del error cuadrático medio con ciertas fluctuaciones que se acentúan alrededor de la hora 33 del episodio, coincidiendo con el momento de mayor torrencialidad de las precipitaciones.

5. Bibliografía

- [1] J. M. Gutiérrez Núñez, *Radar meteorológico y red de rayos*. Física del caos en la predicción meteorológica (2018), 103-113.
- [2] Centre de Recerca Aplicada en Hidrometeorologia, *Curso de Posgrado de Climatología Aplicada*. Universitat Politècnica de Catalunya.
- [3] A. Amengual, S. Carrió, V. Homar, *A Comparison of Ensemble Strategies for Flash Flood Forecasting: The 12 October 2007 Case Study in Valencia, Spain*. Journal of Hydrometeorology 18 (2017), 1143-1166.
- [4] J. Brommundt, A. Bárdossy, *Spatial correlation of radar and gauge precipitation data in high temporal resolution*. Advances in Geosciences, European Geosciences Union, 2007, 10, pp.103-109.
- [5] Z. S. Haddad, D. Rosenfeld, *Optimality of empirical Z-R relations*. Q. J. R. Meteorol. Soc. (1997), 123, pp. 1283-1293.
- [6] S. M. Hunter, *WSR-88D Radar Rainfall Estimation: Capabilities, Limitations and Potential Improvements*. National Weather Digest, Volume 20, Number 4 June, 1996.
- [7] J. Orellana-Alvear, R. Célleri, R. Röllenbeck, J. Bendix, *Analysis of Rain Types and Their Z-R Relationships at Different Locations in the High Andes of Southern Ecuador*. Journal of Applied Meteorology and Climatology 56 (2017), 3065-3080.
- [8] D. R. Legates, *Real-Time Calibration of Radar Precipitation Estimates*. Professional Geographer, 52(2) 2000, pages 235–246.
- [9] S. J. Cole, R. J. Moore, *Hydrological modelling using raingauge- and radar-based estimators of areal rainfall*. Journal of Hydrology (2008) 358, 159– 181.
- [10] A. Seed, L. Siriwardena, X. Sun, P. Jordan, J. Elliot, *On the Calibration of Australian Weather Radars*. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 2002.
- [11] F. Pastor, I. Gómez, M. J. Estrela, *Numerical study of the October 2007 flash flood in the Valencia region (Eastern Spain): the role of orography*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 1331–1345, 2010.
- [12] L. Xin, G. Reuter, B. Larochelle, *Reflectivity-rain rate relationships for convective rainshowers in Edmonton*. Research note, Atmosphere-Ocean, 35:4, 513-521 (1997).
- [13] T. Wardah, R. Suzana, O. Sazali, A. Hafiz, M. S. Lariyah, J. Sharmy, *Radar Rainfall Calibration For Improved Quantitative Precipitation Estimates in Kelantan and Terengganu River Basins*. International Journal of Civil Engineering and Technology (IJCIET) Volume 9, Issue 8, August 2018, pp. 27–36.
- [14] P. Chantraket, C. Detyothin, S. Pankaew, S. Kirtsraeng, *An Operational Weather Radar-Based Calibration of Z-R Relationship over Central Region of Thailand*. International Journal of Engineering Issues Vol. 2016, no. 2, pp. 92-100.

- [15] J. Lorenzo-Lacruz, A. Amengual, C. García, E. Morán-Tejada, V. Homar, A. Maimó-Far, A. Hermoso, C. Ramis, R. Romero, *Hydro-meteorological reconstruction and geomorphological impact assessment of the October 2018 catastrophic flash flood at Sant Llorenç, Mallorca (Spain)*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 19, 2597–2617, 2019.
- [16] J. F. Miller (1972a), *A climatic Z-R relationship for convective storms in the northern Great-Plains*. Proceedings of the 15-th radar Meteorology Conference, Boston; AMS, 153–154.
- [17] Tabla de relaciones Z-R del Servicio Meteorológico Nacional, National Ocean and Atmospheric Administration (NOAA)
- [18] Herramienta de Reanálisis del modelo GFS. Wetterzentrale.
- [19] L. Alfieri, P. Claps, F. Laio, *Time-dependent Z-R relationships for estimating rainfall fields from radar measurements*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 10, 149–158, 2010.
- [20] J.A. Smith, M. L. Baeck, J. E. Morrison, P. Sturdevant-Rees, D. F. Turner-Gillespie and P. D. Bates: *The regional hydrology of extreme floods in an urbanizing drainage basin*. Journal of Hydrometeorology, 3 (3), 267–282, 2002.
- [21] R. Romero, C. Ramis and S. Alonso: *Numerical simulation of an extreme rainfall event in Catalonia: Role of orography and evaporation from the sea*. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 123, 537–559, 1997.
- [22] K. Horvath, L. Fita, R. Romero, B. Ivancan-Picek and I. Stiperski: *Cyclogenesis in the lee of the Atlas Mountains: a factor separation numerical study*. Adv. Geosci., 7, 327–331, 2006.
- [23] S. Federico, E. Avolio, C. Bellecci, A. Lavagnini, M. Colacino, and R. L. Walko: *Numerical analysis of an intense rainstorm occurred in southern Italy*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 19– 35, 2008.
- [24] M. M. Miglietta and A. Regano: *An observational and numerical study of a flash-flood event over south-eastern Italy*. Nat. Hazards Earth Syst. Sci., 8, 1417–1430, 2008.
- [25] T. Pellarin, G. Delrieu, G-M. Saulnier, H. Andrieu, B. Vignal and J-D. Creutin: *Hydrologic Visibility of Weather Radar Systems Operating in Mountainous Regions: Case Study for the Arde'che Catchment (France)*. Journal of Hydrometeorology, 3, 539–555, 2002.
- [26] F. Marra, E. I. Nikolopoulos, J. D. Creutin and M. Borga: *Radar rainfall estimation for the identification of debris-flow occurrence thresholds*. J. Hydrol., 519, 1607–1619, 2014.
- [27] R. Rollenbeck and J. Bendix: *Experimental calibration of a cost-effective X-band weather radar for climate ecological studies in southern Ecuador*. Atmos. Res., 79, 296–316, 2006.
- [28] ———, and ———: *Rainfall distribution in the Andes of southern Ecuador derived from blending weather radar data and meteorological field observations*. Atmos. Res., 99, 277–289, 2011.

- [29] U. Germann, G. Galli, M. Boscacci and M. Bolliger: *Radar precipitation measurement in a mountainous region*. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 132, 1669–1692, 2006
- [30] M. Savina: *The use of a cost-effective X-band weather radar in Alpine region*. Ph.D. thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, 171 pp., 2011
- [31] M. Montopoli, F. S. Marzano (2010): 'Meteorological Radar Systems' in D. Cimini et al. (eds.), *Integrated Ground-Based Observing Systems*. Springer, pp. 33-57.
- [32] Balanis CA: *Antenna theory: analysis and design*, 2nd edn. Wiley, New York, NY, 1997.