



JOSÉ MIGUEL GUTIÉRREZ NÚÑEZ

Unidad de Teledetección Terrestre, Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)

ANEXO: IMANOL GUERRERO PERALTA¹ Y DAVID MOMBLONA MONTIEL²

¹*Unidad de Teledetección Terrestre, AEMET*

²*Delegación territorial (DT) en Aragón, AEMET*

Los radares meteorológicos pueden detectar la precipitación y las variaciones del índice de refracción en la atmósfera generadas por variaciones locales de la temperatura o la humedad. También pueden producir ecos de radar las aeronaves, el polvo, los pájaros o los insectos. Están concebidos para detectar y trazar zonas de precipitación, medir su intensidad y desplazamiento, y a veces su tipo.

Guía de instrumentos y métodos de observación meteorológicos – OMM, N° 8, 1996

Las imágenes de radar son herramientas esenciales para la vigilancia y la predicción meteorológicas. La intención en este capítulo no es profundizar en sus fundamentos científicos o técnicos, sino mostrar una aproximación sencilla a los principales tipos de productos de radar usados en la predicción operativa. con un boceto de sus bases y una explicación sobre su interpretación meteorológica. Esperamos así que puedan entenderse mejor en aquellos capítulos de casos de estudio donde se presentan e interpretan imágenes de productos de radar meteorológico.

Palabras clave: radar meteorológico, imágenes de radar, interpretación de imágenes de radar, productos derivados del radar, red de rayos, red de descargas eléctricas, actividad eléctrica en la atmósfera, observación de la atmósfera.

Imagen parte superior: instalaciones de la estación radar de AEMET situada en Cullera, Valencia, en el entorno de 1996. La cubierta casi esférica se denomina **radomo**. Fotografía de CARLOS SANTOS BURGUETE.

8.1 Radares meteorológicos

Los sistemas de radar consisten, básicamente, en equipos capaces de generar ondas, por lo general en el rango de las microondas, de muy corta duración pero muy energéticas, denominadas pulsos, que son emitidas a través de una antena parabólica en una determinada dirección. Al incidir sobre ciertos objetos, denominados blancos, éstos emiten una onda de vuelta, denominada eco. La antena va captando los ecos de los blancos que el pulso ha ido interceptando en su recorrido, y asigna a cada uno una distancia en función del tiempo transcurrido desde que se emitió el pulso. Puesto que se trata de ondas electromagnéticas, su velocidad de propagación es la de la luz y conociendo el tiempo transcurrido entre la emisión del pulso y la llegada del eco se calcula la distancia del blanco.

Los radares se aplicaron en un principio exclusivamente a la vigilancia del espacio aéreo y al control del tráfico aéreo. Es decir, interesaba detectar los ecos procedentes de los aviones y cualquier otro eco, por ejemplo, el proveniente de las precipitaciones era considerado ruido indeseable. Sin embargo ese ruido debido a los sistemas de precipitación empezó a revelarse como una valiosa fuente de información en meteorología. Hoy en día, el radar se ha convertido en una herramienta indispensable en la vigilancia de fenómenos meteorológicos adversos, en el estudio de las estructuras de precipitación y en hidrología [1, 3].

8.2 El problema de la estimación de precipitación a partir del radar

Cuando el radar explora una región de la atmósfera en la que se está produciendo precipitación, la información con el máximo contenido meteorológico que podremos extraer del radar es el factor de **reflectividad**, Z , que se define así:

$$Z = \sum_{vol} D_i^6 \quad (8.1)$$

donde el sumatorio está extendido a la unidad de volumen y D representa el diámetro de las gotas de precipitación.

Como para cada tipo de precipitación la distribución de tamaños de las gotas es diferente, en general, no se puede establecer una relación biunívoca entre **reflectividad** y contenido acuoso, y menos aún entre **reflectividad** e intensidad de precipitación. El hecho de que la contribución de las gotas a la **reflectividad** venga dada por la sexta potencia de su diámetro deja patente la gran dependencia que guarda la **reflectividad** con la distribución de tamaños de las gotas, primando exageradamente las gotas grandes sobre las pequeñas.

Normalmente, los productos de precipitación generados por los sistemas radar estiman la intensidad de precipitación a partir de unas relaciones obtenidas empíricamente que relacionan **reflectividad** e intensidad de precipitación, son las denominadas **relaciones Z/R**. La **relación Z/R** más utilizada para precipitaciones de lluvia en latitudes medias, conocida como relación de MARSHALL-PALMER, viene dada por la expresión

$$Z = 200 R^{1.6} \quad (8.2)$$

donde la **reflectividad**, Z , viene expresada en mm^6/m^3 y la intensidad de precipitación, R , en mm/h .

8.3 Limitaciones y fuentes de error en la medida radar

A continuación se enumeran las principales limitaciones y fuentes de error que provocan una disminución en la exactitud de las estimaciones de precipitación a partir de los datos tomados por el radar meteorológico:

- **Atenuación** debida a lluvia o granizo en el recorrido del pulso radar y del eco de vuelta.
- Apantallamiento parcial o total del haz radar por la orografía o por otros obstáculos.
- Zonas ciegas debidas a saturación por ecos de tierra intensos.
- Presencia de granizo de gran tamaño, que afecta al fenómeno de la dispersión.
- Subestimación de la **reflectividad** (casi 7 dBZ) debido a la presencia de hielo seco.
- Sobrestimación debida a la fusión y coalescencia de los copos de nieve (**banda brillante**).
- Presencia de ecos no meteorológicos (ecos espurios):
 - Ecos de tierra o mar debidos a lóbulos laterales o propagación anómala.
 - Ecos debidos a molinos de viento, aviones, pájaros, insectos, etc.

- Ecos provocados por emisiones externas interferentes (principalmente emisores wifi).
- Precipitaciones que no se ajustan a la relación de MARSHALL PALMER (nieve, chubasco, etc.).
- Errores en rangos alejados al extrapolar al nivel del suelo el dato radar de precipitación.
- Excesivo tamaño, a grandes distancias, de la sección transversal del haz radar.
- Movimientos verticales de aire que condicionan la precipitación que llega al suelo.
- Ocultación de zonas generadoras de precipitación en niveles bajos.
- Zonas ciegas en niveles bajos debido a la progresiva elevación que va adquiriendo el haz del radar a medida que avanza en rango
- Evaporación de la precipitación al atravesar capas secas situadas bajo el haz radar.

8.4 El radar DOPPLER

Los radares que, además de detectar los blancos y determinar su posición, tienen capacidad para calcular la velocidad con la que dichos blancos se acercan o alejan del radar se denominan radares **doppler**. El nombre hace referencia al *efecto Doppler* que establece la variación de frecuencia que experimenta una onda para un observador en reposo cuando el emisor se está moviendo respecto a él.

Los radares meteorológicos **doppler** procesan la señal de los ecos recibidos de cada región explorada de la atmósfera (representada por un punto en coordenadas polares) recurriendo a técnicas matemáticas FFT (*Fast Fourier Transform*) y calculan el denominado espectro de potencias, que representa la potencia recibida de los blancos descompuesta en canales de frecuencia. La información de la potencia recibida en cada canal de frecuencia permitirá estimar el movimiento radial predominante de la precipitación en esa zona.

El disponer del espectro de potencias posibilita también la eliminación de los ecos de tierra (*clutter*) sin necesidad de recurrir a ningún tipo de máscaras. Puesto que los ecos de tierra son fijos, la potencia recibida de dichos ecos quedará incluida en el canal correspondiente a la frecuencia en la que se emite el pulso. Por tanto, los ecos de tierra se eliminan automáticamente desechando la potencia recibida del canal de frecuencia correspondiente al pulso emitido.

Una vez que tenemos el espectro de potencias con los canales de ecos fijos ya eliminados, se calcula la po-

tencia total corregida (sin ecos de tierra), obteniéndose a partir de ella la **reflectividad** corregida.

La velocidad radial de la precipitación en cada punto se determinará aplicando la ecuación del efecto doppler a la desviación de la frecuencia media respecto a la frecuencia inicial del pulso. La frecuencia media se obtiene a partir del espectro de potencias mediante una media ponderada.

8.5 Exploración volumétrica radar y volumen polar de datos

Los radares generalmente exploran la atmósfera en tres dimensiones realizando una secuencia predefinida de barridos en azimut, cada uno a una elevación fija de la antena. Esto significa que la antena va emitiendo pulsos mientras da una vuelta completa en azimut, manteniendo el eje de la antena a una inclinación fija sobre la horizontal. Cuando acaba un barrido en azimut, el eje de la antena se posiciona en un nuevo ángulo sobre la horizontal e inicia otro barrido en azimut. Así hasta completar la secuencia que tenga predefinida. Dicha secuencia se repite cada cierto tiempo, es lo que denominamos ciclo de exploración.

El resultado de una exploración volumétrica radar es un conjunto de datos puntuales distribuidos sobre las distintas superficies de revolución correspondientes a cada barrido en azimut. Es decir, dispondremos de un conjunto de datos que quedan perfectamente identificados por sus coordenadas polares: elevación, azimut y rango. Por eso al conjunto de datos obtenido de una exploración volumétrica se le denomina **volumen polar** de datos. Cada punto del **volumen polar** puede contener hasta cuatro tipos de dato: **reflectividad** corregida, **reflectividad** sin corregir, **viento radial** y anchura de espectro (**turbulencia**).

8.6 Características generales de los productos radar

La proyección que se utiliza normalmente en los productos radar es la azimutal equidistante, con la posición del radar en el centro de la imagen. Esta proyección mantiene las distancias entre dos puntos independientemente de la dirección en la que estén alineados (norte-sur, este-oeste, etc). Los haces de azimut se representarán como líneas rectas que parten del centro de la imagen.

En los productos radar planos se adopta una distribución cartesiana de los datos, esto tiene la ventaja de que la densidad de datos es uniforme en cualquier punto de cobertura radar, mientras que con la estructura polar de datos la densidad es mayor cuanto más cerca se está del radar. En los radares de la **Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)** el tamaño de las imágenes es de 480 x 480 píxeles, con una resolución de 1 km x 1 km para los productos en rango largo y de 0.5 km x 0.5 km para los de rango corto.

La proyección azimutal equidistante es la idónea para los productos radar, siempre que la posición del radar ocupe el centro de la imagen, por su carácter isótropo, como corresponde con la simetría axial que manifiestan los datos polares radar. Sin embargo, al tratarse de una proyección relativa a la posición de un radar dado, no se puede utilizar para generar productos en los que se combinen datos de varios radares. Para los productos de composición radar se suele emplear la proyección conforme cónica *Lambert*.

8.7 Tipos principales de productos radar

8.7.1 PPI

Se denomina **PPI** (Plan Position Indicator) a la proyección sobre el plano horizontal que pasa por el radar de los datos contenidos en una elevación radar.

Normalmente, cuando se habla del producto **PPI** sin especificar a qué elevación se refiere, entenderemos que se trata del **PPI** de la elevación más baja del **volumen polar**, que es con la que podremos estimar con mayor fiabilidad la precipitación que llega al suelo.

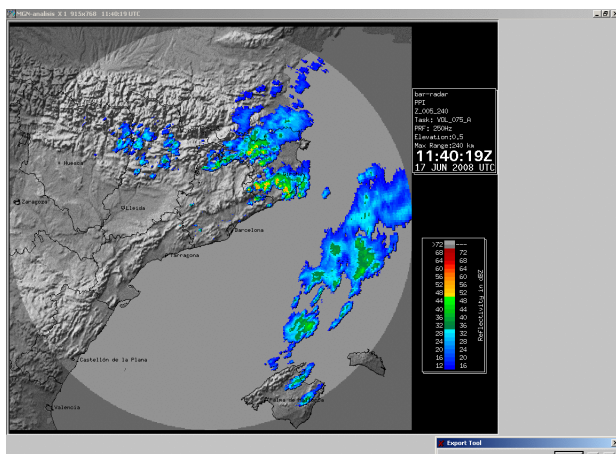


Figura 8.1: **PPI** de **reflectividad** a la elevación de 0.5° del radar de Barcelona.

Respecto a la interpretación del **PPI**, hemos de tener siempre muy presente que los ecos que se muestran en la imagen **PPI** no corresponden todos a la misma altura. Debido al ascenso no lineal que experimenta el pulso a medida que avanza en rango, la altura de los ecos sobre el nivel del radar dependerá de su distancia al radar. Así, en los radares de **AEMET** en que la primera elevación se realiza a 0.5°, el eje del pulso cuando haya alcanzado el rango máximo de 240 km se encontrará a una altura sobre el nivel del radar cercana a los cinco kilómetros, siempre que no exista **propagación anómala** (Figura 8.1).

Lo anterior, unido al hecho de que algunos radares ya se encuentran a una altitud considerable, suele dar lugar a que las precipitaciones bajas no sean bien detectadas hasta que están suficientemente próximas al radar. Esto puede inducir a pensar, erróneamente, que las precipitaciones que se acercan se van intensificando, o que se están generando allí mismo, cuando en realidad se trata de un frente que se va acercando al radar y que mantiene su actividad. El efecto contrario sucederá cuando el frente se va alejando del radar. También sucede a veces, con mayor frecuencia en la cornisa Cantábrica, que las lloviznas procedentes de estratos bajos, típicas de las comarcas costeras, pueden no ser detectadas en el **PPI** si el radar está suficientemente elevado o quedar circunscritas a rangos cercanos al radar.

En la actualidad en los radares de **AEMET** se están generando **PPI** de **reflectividad** en rango largo y corto, y de **viento radial** y anchura de espectro (**turbulencia**) en rango corto.

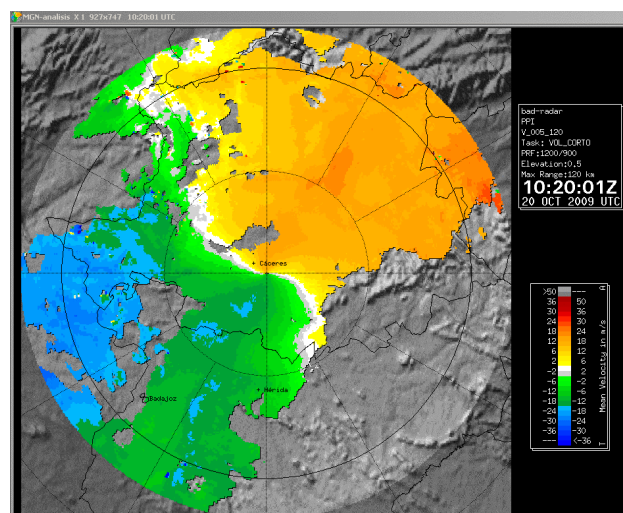


Figura 8.2: **PPI** de **viento radial** a la elevación de 0.5° del radar de Cáceres. Se observa un patrón típico de **advección cálida** (frente cálido).

También es posible definir un producto **PPI** de intensidad de precipitación, en cuyo caso al configurar el producto, se debe introducir como un parámetro la **relación Z/R** que se considere más apropiada para el tipo de precipitación que esté teniendo lugar.

En las imágenes **PPI** de **viento radial doppler** (Figura 8.2 en la página anterior) se representa la velocidad media con la que se aleja o acerca la precipitación al radar, expresada en m/s. En la escala se emplean colores cálidos (amarillos y rojos) para las velocidades positivas (precipitaciones alejándose del radar) y colores fríos (verdes y azules) para las velocidades negativas (acercamiento al radar). Los colores blancos o grises se emplean para indicar velocidades radiales

nulas, lo cual no quiere decir que los blancos estén quietos sino que su velocidad es perpendicular a la línea que une el blanco con el radar.

En las imágenes de **viento radial** podemos llegar a identificar patrones de cizalladura, advección cálida o fría, chorros a bajos niveles, líneas de convergencia, mesociclones, etc.

8.7.2 CAPPI

Se define el **CAPPI** (Constant Altitude Plan Position Indicator) como la representación de un corte horizontal, a altitud constante, del **volumen polar** de datos.

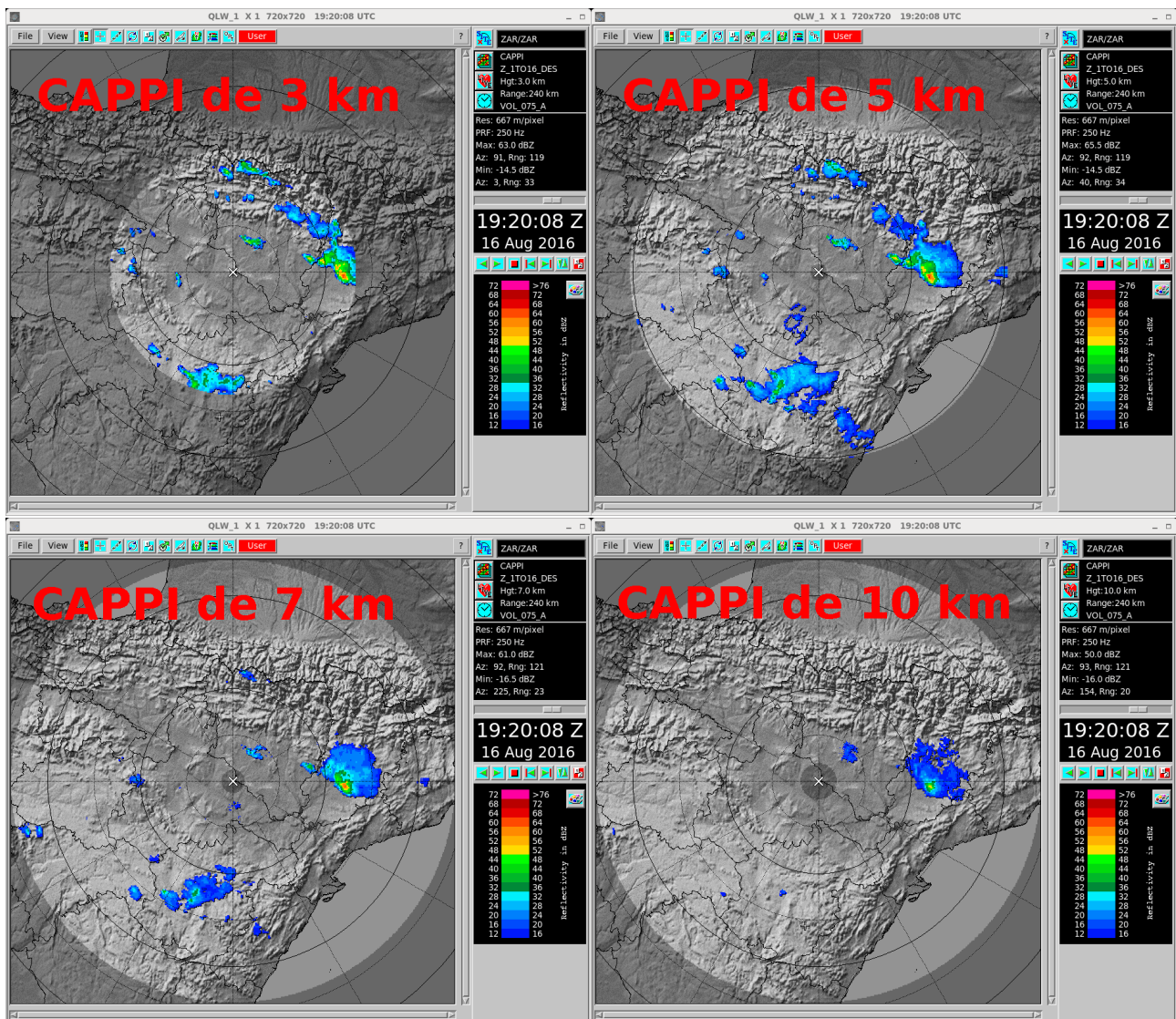


Figura 8.3: CAPPI a las altitudes (de izquierda a derecha y de arriba abajo) de 3, 5, 7 y 10 km del radar de Zaragoza.

En rango largo, debido a la curvatura creciente hacia arriba que experimenta el haz radar a medida que aumenta el rango, los **CAPPI** a alturas inferiores a los 4 ó 5 km sobre el nivel del radar cortarían a la primera elevación a una distancia del radar inferior al rango máximo de operación (240 km). Esto quiere decir que, para rangos mayores que esa distancia a la que se produce el corte, el dato que acabaría proyectándose sobre el **CAPPI** provendría de una altura mayor a la que le correspondería nominalmente.

Algo parecido ocurre para rangos próximos al radar, afectando sobre todo a los **CAPPI** relativamente altos. En estos casos, para rangos inferiores al corte de la última elevación (la de mayor ángulo) con el plano del **CAPPI**, el dato del volumen que habría que proyectar estaría por debajo del nivel del **CAPPI**. Se trata de una consecuencia de la zona ciega que poseen todos los radares por encima de la última elevación y que se conoce por *cono ciego*.

Para hacer frente a estos dos efectos que afectan al producto **CAPPI** existen dos opciones:

- En el producto **CAPPI** se consideran sólo aquellos datos que están comprendidos entre las dos circunferencias de corte que se forman al intersectar el plano del **CAPPI** con la última elevación y con la primera, dejando como «no dato» los píxeles que se encuentran fuera.
- Se genera un **CAPPI** extendido, es decir, los píxeles que queden fuera de esos límites se rellenan con la proyección del dato del **volumen polar** más próximo. Es lo que se llama la extensión **PSEUDO-CAPPI** o extensión **PPI**, pues es como si el **CAPPI** propiamente dicho se rellenara con el **PPI** de la primera elevación cuando ésta supera la altitud nominal del **CAPPI**, y con el **PPI** de la última elevación mientras ésta aún no haya alcanzado la altitud del **CAPPI** (*cono ciego*).

En la red de radares de **AEMET** en cada radar se define un **CAPPI** a 500 metros por encima del nivel del radar que sirve de base para determinados productos de acumulación. Este **CAPPI** sí tiene activado el relleno, para no perturbar el alcance de los productos de acumulación. Se muestran algunos ejemplos en la Figura 8.3 en la página anterior.

8.7.3 ECHOTOP

Si imaginamos, para un determinado píxel de la imagen, la columna con base en el píxel que atraviesa

verticalmente el **volumen polar** de datos, podemos definir el valor de **ECHOTOP** en ese píxel como la altura máxima de la columna a la que se podría asignar, por interpolación de los puntos del **volumen polar** cercanos, un valor de **reflectividad** superior o igual a un determinado umbral en **dBZ**.

Los datos del producto **ECHOTOP** se expresan en kilómetros sobre el nivel del mar, es decir, el **ECHOTOP** representa una topografía de la parte superior de la región cubierta por ecos que superan, o igualan, un cierto umbral de **reflectividad**.

Normalmente, se suele emplear para el **ECHOTOP** un umbral de 12 **dBZ**, que se entiende que marca el umbral de las precipitaciones débiles. Con ese umbral el producto **ECHOTOP** representaría los toques (el límite superior) del campo de precipitación, o dicho de otra manera, representaría la topografía de la región de precipitación presente en la atmósfera.

El **ECHOTOP** con umbral de 12 **dBZ** (Figura 8.4) es especialmente útil en la detección temprana de fenómenos convectivos y para identificar convección embebida en regiones de precipitación estratiforme. Una vez desatada la convección nos alerta, antes de que lo haga el **PPI**, de los nuevos núcleos que van surgiendo, nos permite seguir la evolución de cada uno, nos ayuda a identificar los cumulonimbos más potentes y a estimar su grado de severidad.

También en los radares de **AEMET** se define otro producto **ECHOTOP** con el umbral de 45 **dBZ**, que se considera marca el umbral de la región del granizo, resultando de gran utilidad en situaciones de convección severa para delimitar los toques de la región del granizo.

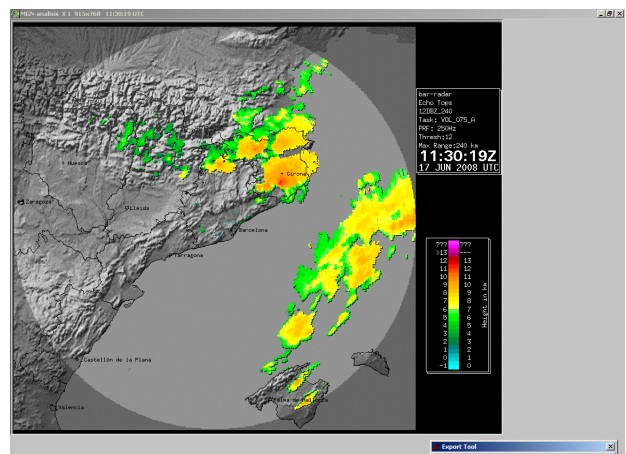


Figura 8.4: **ECHOTOP** con umbral de 12 **dBZ** del radar de Barcelona.

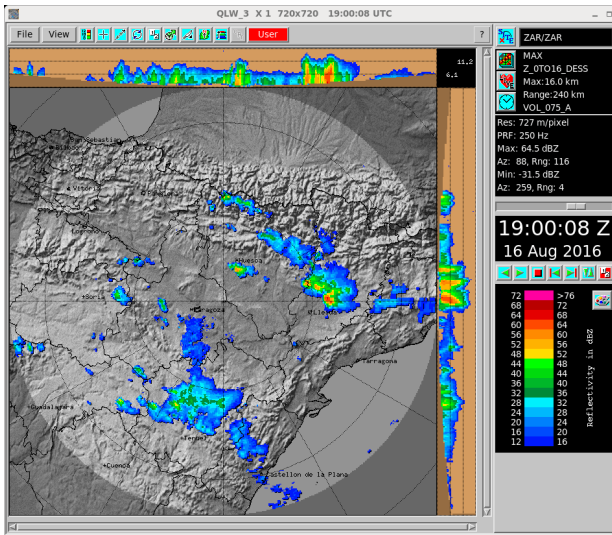


Figura 8.5: Imagen combinada de máximos (ZMAX con solapas) del radar de Zaragoza.

8.7.4 ZMAX - Proyección de máximos de reflectividad sobre la horizontal

Representa en cada píxel el valor máximo de **reflectividad** en la columna. Este producto permite localizar con rapidez, es situaciones convectivas, aquellas células que en su fase inicial de desarrollo puedan estar manteniendo en altura, sujeto por fuertes corrientes ascendentes, núcleos de granizo, sin que todavía estén dando eco en las elevaciones más bajas.

Este producto es muy útil, especialmente en situaciones convectivas, como alternativa al **PPI**, en aquellos sectores afectados por bloqueos orográficos o para compensar los efectos de pérdida de señal que se dan en aquellos puntos con fuerte presencia de ecos de tierra (**clutter**), como montañas o grandes ciudades, como ocurre en el caso de Madrid.

Otro producto de máximos que incluye al ZMAX es el producto combinado de máximos o máximos con solapas. Se trata de un producto compuesto por el ZMAX y dos solapas adosadas que nos dan las proyecciones tomadas horizontalmente en sentido norte-sur y oeste-este (Figura 8.5).

Este producto requiere previamente construir un conjunto de **CAPPI** en formato cartesiano (**volumen cartesiano**), con una separación uniforme entre ellos, de modo que las proyecciones verticales sobre cada píxel se hagan a lo largo de la correspondiente columna que atraviesa todos los **CAPPI**, y las proyecciones horizontales a una altura dada se hagan a lo largo de las filas y columnas del **CAPPI** situado a esa altura.

El producto combinado de máximos es de gran utilidad para la vigilancia de situaciones convectivas, pues con una sola imagen informa de la posición e intensidad de los ecos más intensos presentes en el volumen explorado por el radar. Además, las solapas nos darán información no sólo de la altura de los ecos más intensos detectados, sino también de la estructura vertical de los sistemas precipitación presentes en el volumen explorado por el radar.

8.7.5 VIL

El producto VIL (Vertical Integrated Liquid), representa en cada píxel el contenido de agua líquida en toda la columna. Se obtiene integrando en altura el contenido de agua en forma de gotitas o de núcleos de hielo.

Puesto que no existe una relación biunívoca entre el contenido acuoso y la **reflectividad**, sino que depende de la distribución de tamaños de las gotitas, lo que se hace es recurrir a una relación Z/W , entre **reflectividad** y contenido acuoso, que sea apropiada para situaciones convectivas, que es donde este producto se ha revelado más eficaz.

Los valores de VIL se expresan en kilogramos de agua contenidos en una columna de un metro cuadrado de sección (kg/m^2). La unidad anterior es equivalente a expresar el espesor de la lámina de agua sobre una superficie plana de un metro cuadrado, suponiendo que toda el agua líquida que está en la columna llegara a caer al suelo. Es decir, también podemos emplear mm como unidad para el VIL.

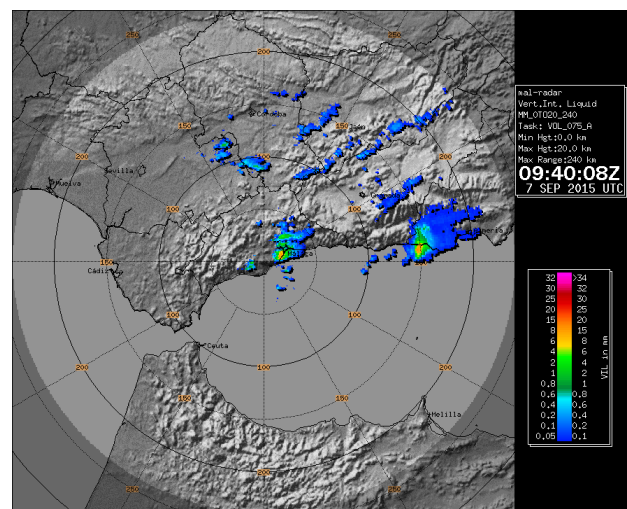


Figura 8.6: Producto VIL del radar de Málaga.

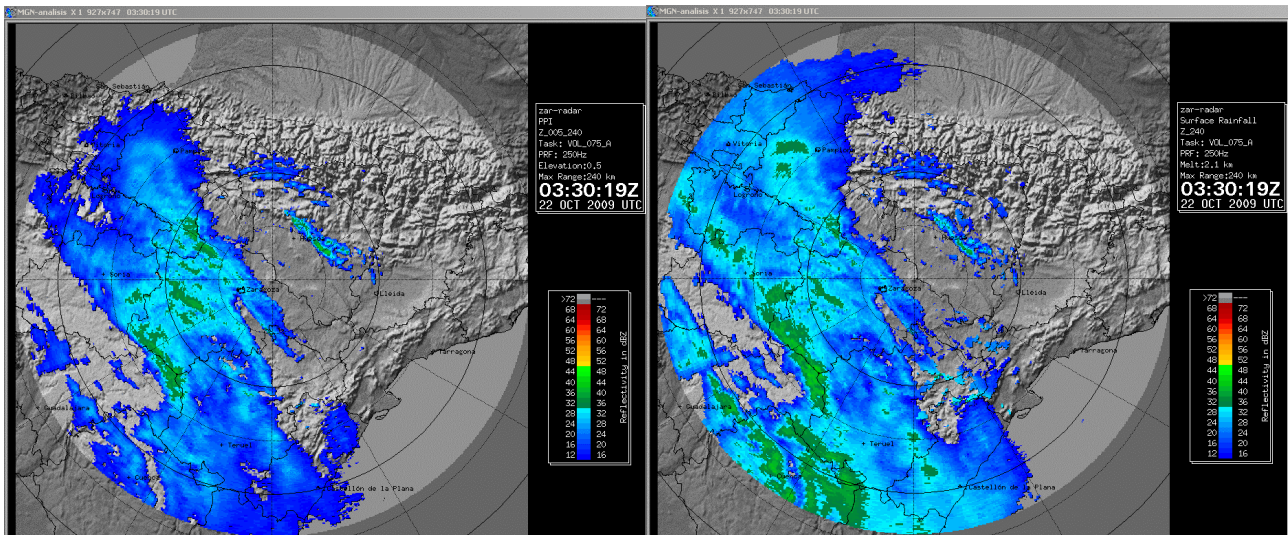


Figura 8.7: Imágenes del PPI (izquierda) y del SRI (derecha) del radar de Zaragoza.

El producto VIL (Figura 8.6 en la página anterior) es un producto que delimita muy bien las zonas en las que se están produciendo precipitaciones de carácter convectivo muy intensas o precipitaciones de granizo. El VIL constituye, por tanto, una valiosa herramienta para la vigilancia de fenómenos asociados a convección severa, principalmente granizo.

8.7.6 SRI

El producto SRI (Surface Rainfall Intensity) representa una estimación de **reflectividad** al nivel del suelo, obtenida a partir de los datos del **volumen polar** corregidos mediante la aplicación de un perfil vertical de **reflectividad**. Se muestra un ejemplo en la Figura 8.7

La justificación de un producto de este tipo viene de la necesidad de disponer de un campo de **reflectividad** fiable al nivel del suelo, que es donde tiene sentido estimar la precipitación. El PPI más bajo nos da el campo de **reflectividad** más próximo al suelo que puede ofrecer el radar pero, debido a la progresiva elevación que va adquiriendo el haz radar a medida que avanza en rango, el dato de **reflectividad** va dejando de ser representativo del valor que realmente debería dar la precipitación junto al suelo. También los fuertes ecos de tierra sobre montañas o grandes ciudades pueden provocar lagunas o zonas ciegas en el campo de precipitación obtenido por el radar. Para evitar estos dos efectos el SRI obtiene, para cada píxel, el dato de **reflectividad** correspondiente a la elevación en que la visión del radar es mejor y lo extrapola hasta el nivel del suelo aplicándole el perfil vertical de **reflectividad**.

El perfil vertical de **reflectividad** que se aplica es el estándar para precipitaciones estratiformes y tiene en cuenta el efecto de la **banda brillante**, que es el aumento de **reflectividad** que se observa en las imágenes radar cuando los copos de nieve atraviesan en su caída el nivel de isocero y se produce la fusión del hielo empezando por la parte más externa (coalescencia). El ajuste de la altura de la **banda brillante** se consigue ingestando en cada radar el dato previsto del nivel de isocero dado por los modelos numéricos.

En situaciones de precipitación estratiformes el efecto de la disminución de la **reflectividad** provocado por la elevación del haz se hace más marcado, mientras que en situaciones de precipitación convectiva ese efecto, prácticamente, no tiene incidencia. Por eso, el algoritmo del SRI distingue entre precipitación convectiva y estratiforme.

8.7.7 Precipitación acumulada

Los productos de precipitación acumulada que se generan en los radares de AEMET pueden ser de dos tipos, en función del producto que se tome como base para su generación. Respecto al intervalo temporal que cubren, pueden ser horarios, diarios, o de un número de horas tal que sea divisor entero de 24 (por ejemplo 6 ó 12 horas).

Los productos de acumulación que cubran más de una hora se generarán a partir del correspondiente producto horario.

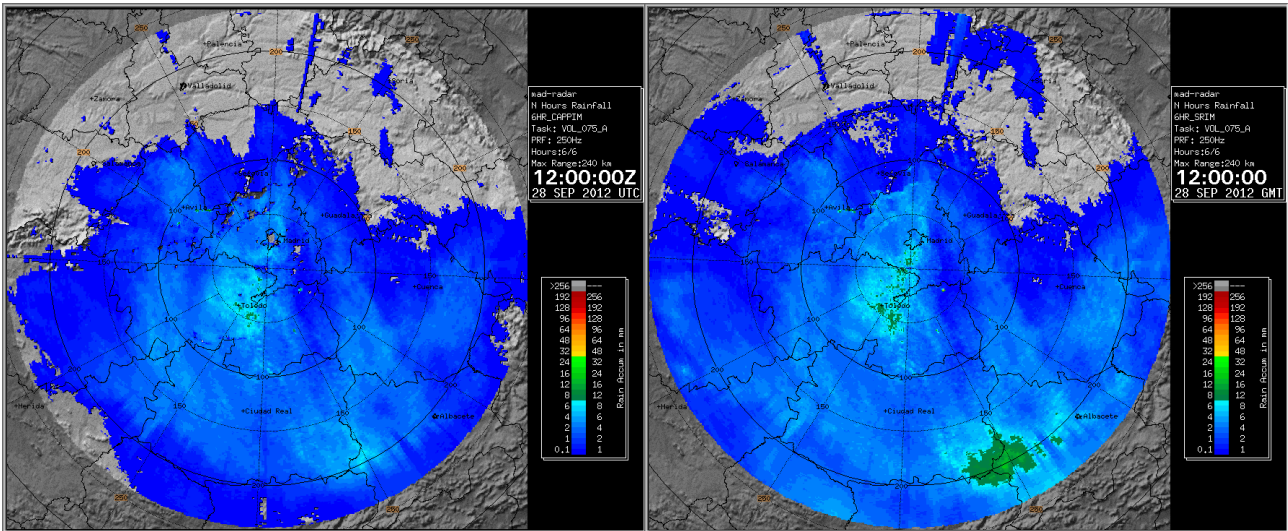


Figura 8.8: Imágenes de precipitación acumulada en seis horas del radar de Madrid, basadas en el CAPPI (izquierda) y en el SRI (derecha).

Se pueden tomar dos productos como base para las acumulaciones:

- Un CAPPI de reflectividad. En la actualidad se está tomando el CAPPI a 500 metros por encima del nivel del radar.
- El producto SRI

En ambos casos en el fichero de configuración del producto se debe definir la relación Z/R empleada para convertir reflectividad en intensidad de precipitación. En la actualidad los dos tipos de productos de acumulación han sido configurados con la relación de

MARSHALL-PALMER (ecuación 8.2 en la página 104). Ver Figura 8.8.

También se generan productos de precipitación acumulada basados en el SRI que introducen ajuste pluviométrico (Figura 8.9), para lo cual se ingestan datos horarios de precipitación acumulada provenientes de la red de pluviómetros. Estos productos, que corrigen en gran medida los errores producidos al tomar unas relaciones Z/R no adecuadas al tipo de precipitación que se está produciendo, también compensan posibles descalibraciones en el equipo radar.

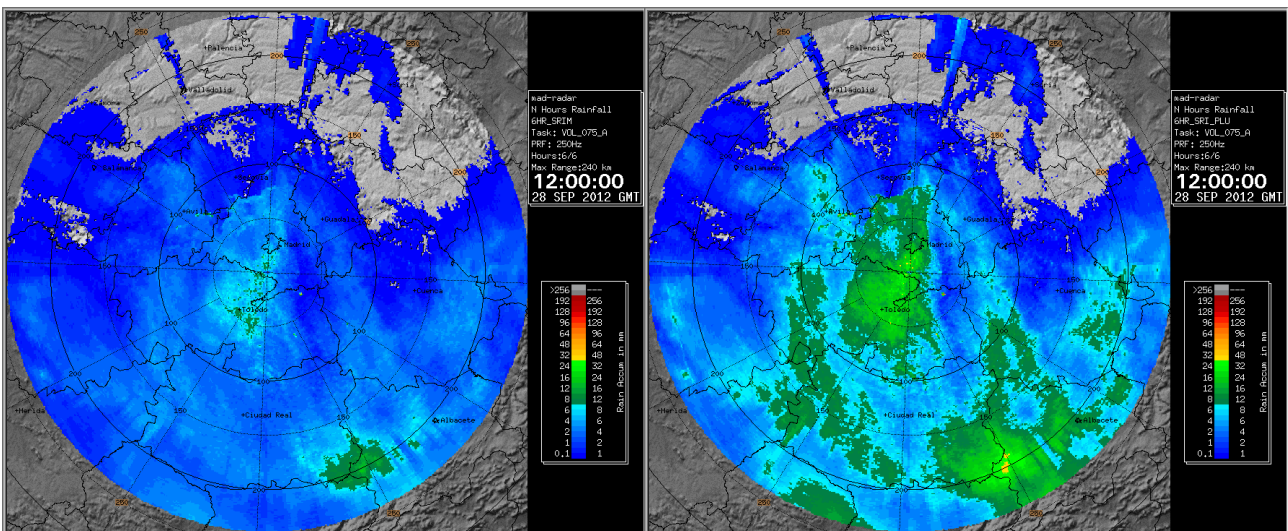


Figura 8.9: Imágenes de precipitación acumulada de 6 horas del radar de Madrid. Izquierda: basada en el SRI. Derecha: obtenida de aplicar ajuste pluviométrico a la imagen acumulada de 6 horas basada en el SRI.

8.7.8 VVP

El VVP (Velocity Volume Processing) no es un producto tipo imagen como los vistos anteriormente en que se proyectan datos sobre un plano horizontal, sino de un conjunto de datos relativos al campo de viento a distintos niveles sobre la vertical del radar, pero que también se pueden representar en forma gráfica como veremos más adelante.

El VVP se obtiene a partir de los valores del **volumen polar** de **viento radial**. En primer lugar se definen los niveles para los que queremos obtener datos de viento. Luego, para cada nivel se calcula qué elevación corta al plano horizontal situado a ese nivel de modo que la circunferencia de corte no se aleje mucho de una corona cilíndrica centrada en el radar y de unos 20 km de radio.

A partir de los datos de **viento radial** que se asientan en torno a esa circunferencia de corte se realiza un análisis armónico. Del primer armónico (armónico 0) se obtendrá la divergencia y del siguiente (armónico 1) el viento horizontal (módulo de la velocidad y dirección). La velocidad vertical se obtiene aplicando la ecuación de continuidad. También el VVP da información, para cada nivel, de la **reflectividad** media de los datos considerados y calcula determinados parámetros de calidad.

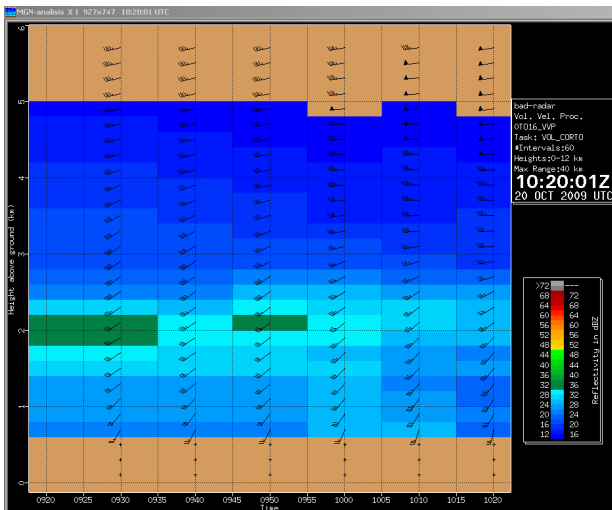


Figura 8.10: Producto VVP del radar de Cáceres al paso de un frente cálido. Se puede apreciar el fenómeno de la *banda brillante* a unos 2 km de altitud.

En la Figura 8.10 se muestra una imagen VVP del radar de Cáceres donde se representan gráficamente los datos de dirección y velocidad del viento horizontal para cada nivel de altitud, cada diez minutos. La altitud se representa en el eje vertical (en km) y el tiempo en el eje horizontal, lo que nos permite apreciar la evolución temporal del perfil vertical de viento sobre el radar. También se muestra como fondo la **reflectividad** media a cada nivel sobre la vertical del radar.

8.8 Secciones verticales

Cuando se dispone del **volumen polar** de datos, se pueden generar imágenes de cortes verticales de **reflectividad** en cualquier orientación. Los cortes o secciones verticales nos permiten analizar con todo detalle la estructura vertical de la precipitación. Esto es especialmente útil en situaciones convectivas para caracterizar el grado de severidad de los cumulonimbos (Figura 8.11).

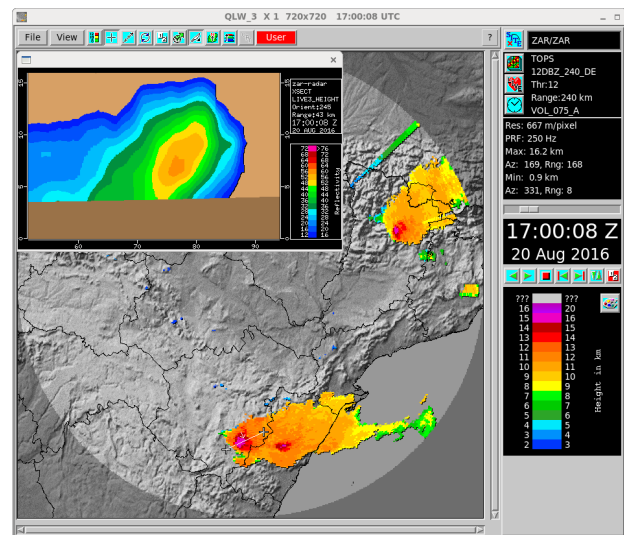


Figura 8.11: Corte vertical sobre un cumulonimbo situado al SE de Teruel, tomando como base una imagen de *ECHOTOP* del radar de Zaragoza.

8.9 Mosaicos de productos radar

Es posible realizar composiciones de varios radares, denominadas mosaicos, de cualquiera de los tipos de productos vistos anteriormente, excepto del VVP.

Para generar un mosaico debemos primeramente establecer un criterio de composición, es decir, debemos decidir de qué radar tomamos el dato en los píxeles que están cubiertos por dos o más radares. Los criterios de composición más utilizados son los siguientes:

Criterio del máximo, que asigna en cada píxel el da-

to del radar que da un valor más alto.

Criterio del más cercano, que asigna en cada píxel el dato del radar que se encuentra más próximo a dicho píxel.

Otra cuestión a tener en cuenta es que el producto a componer de cada radar que participa en la composición, debe ser convertido previamente a una proyección común. No se pueden componer productos en proyección azimutal equidistante, ya que ésta es específica de cada radar. Se muestra un ejemplo de mosaico de ZMAX en Península y Baleares en la Figura 8.12.

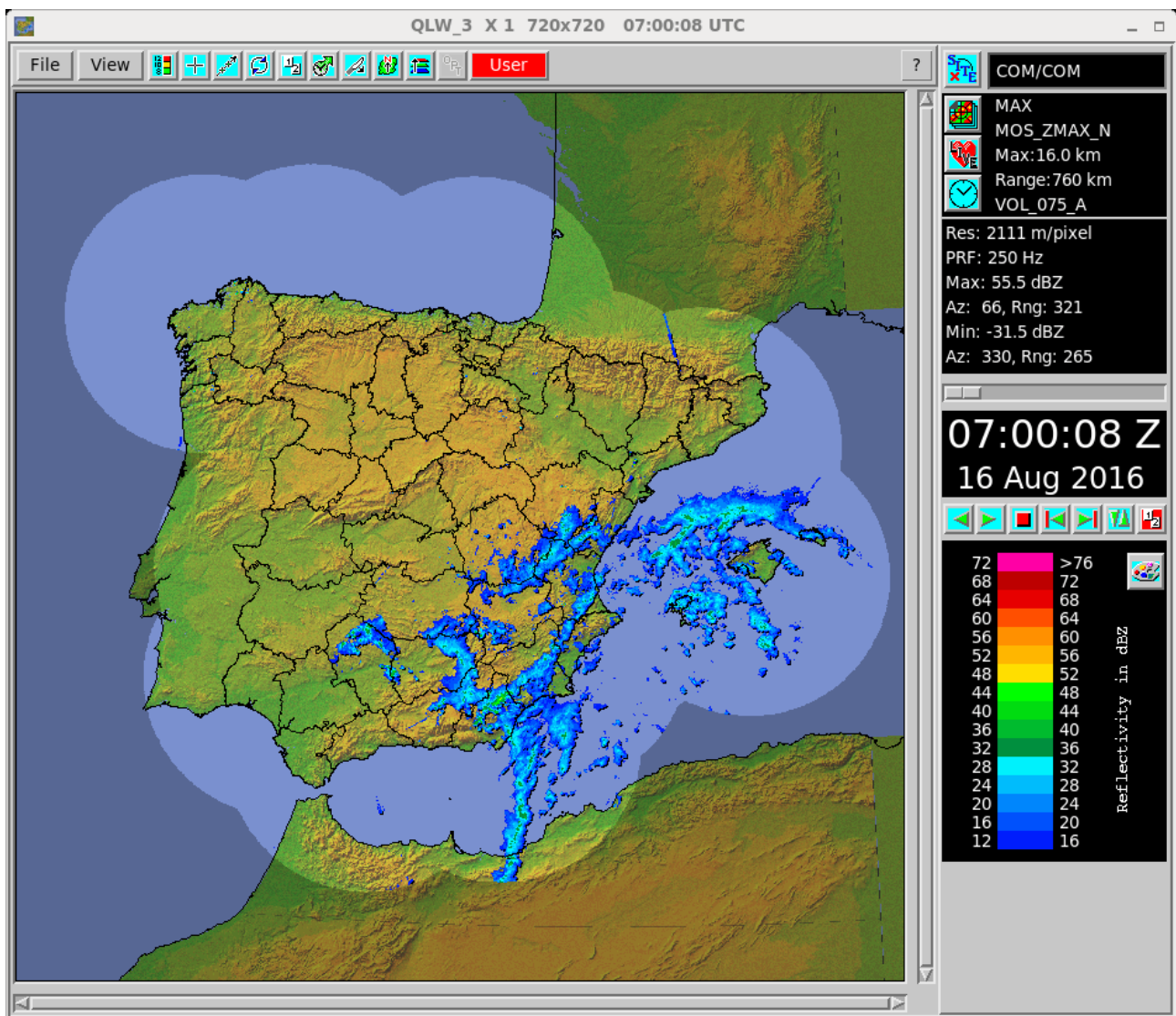


Figura 8.12: Mosaico de los radares de AEMET, excepto el radar Canarias, de la imagen de máximos (ZMAX), con el criterio del máximo. La proyección empleada es la conforme cónica Lambert.

8.10 Anexo: red de rayos de AEMET

ANEXO: IMANOL GUERRERO PERALTA
 Unidad de Teledetección Terrestre, *AEMET*

Las redes de rayos proporcionan observaciones de actividad eléctrica en la atmósfera mediante procedimientos de teledetección [2], procedimientos que también usan el radar o el satélite. Las redes de rayos se usan principalmente en las labores de vigilancia del tiempo y para predicción inmediata o *nowcasting* (ver cap. 4 en la página 29).

AEMET dispone de una red terrestre de detección de descargas que trabaja en el rango de las bandas LF/VLF, por lo que está diseñada para detectar rayos nube-tierra, que son los de mayor interés para la vida diaria, aunque puede detectar de forma marginal rayos nube-nube. La red de rayos de *AEMET* está formada por 19 sensores, 14 en la Península, 1 en Baleares y 4

en Canarias. Gracias a la colaboración internacional, están disponibles también los datos de los sensores de países vecinos: Portugal, Francia, Italia y Marruecos, conjuntos de datos que hay que añadir a los anteriores para todo su proceso. Este intercambio de información con las redes contiguas mejora la localización de las descargas al aumentar el número de datos para su determinación y también consigue una configuración geométrica más rica para la localización de las descargas al recoger información desde más flancos.

La actividad eléctrica está estrechamente relacionada con situaciones convectivas intensas (ver también cap. 34 en la página 563), lo que puede dar lugar a fenómenos meteorológicos extremos y/o adversos como lluvia torrencial, granizo, fuertes vientos, etc. La Figura 8.13 muestra un día de fuerte actividad eléctrica sobre la península ibérica producida por tormentas con gran intensidad de precipitación que en algunos casos llegó a ser granizo. Se registraron más de 20 000 descargas, 9 000 de ellas en la franja 16:00-20:00 UTC.

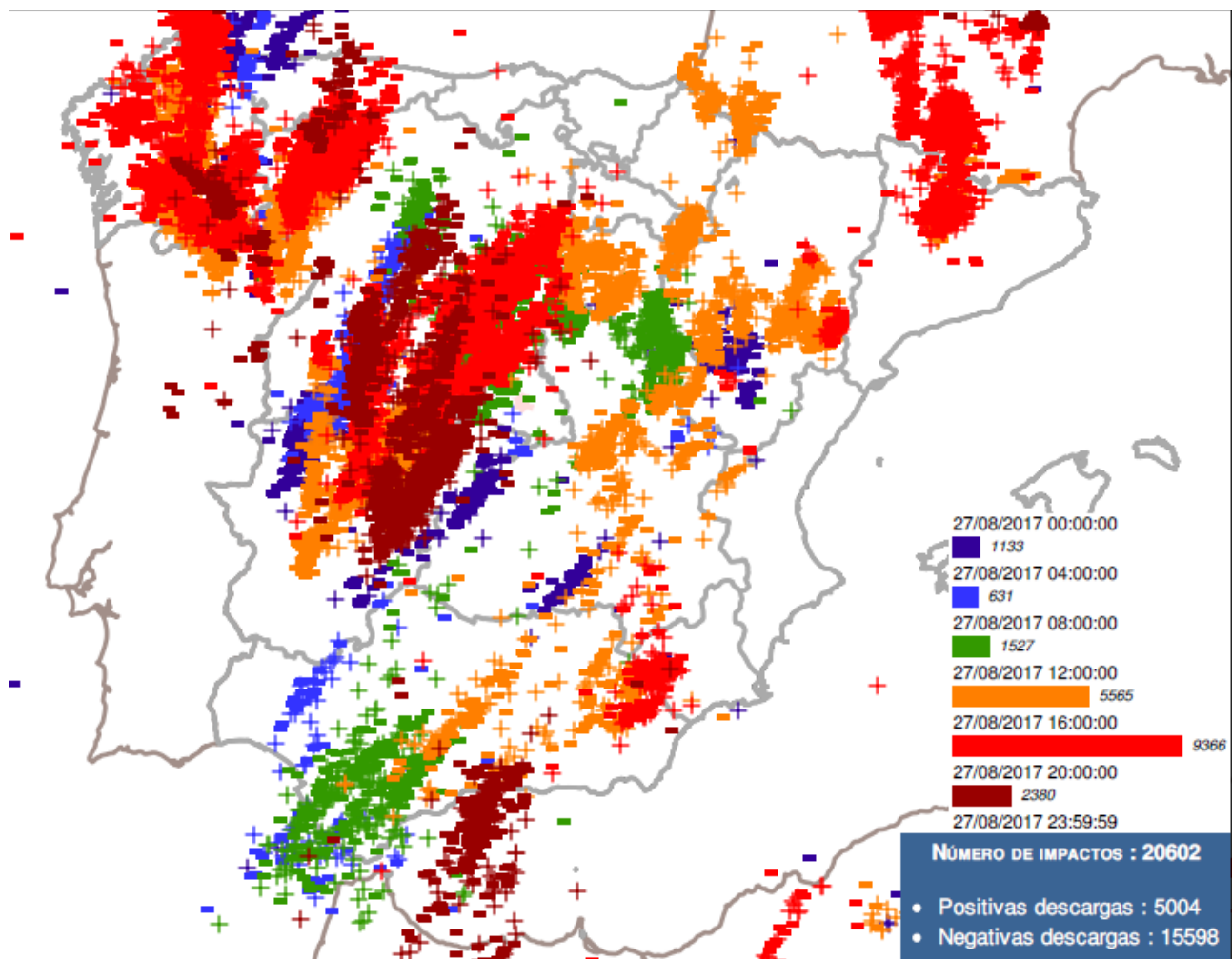


Figura 8.13: Mapa de descargas nube-tierra detectadas por la red de rayos de *AEMET* el 27 de agosto de 2017.

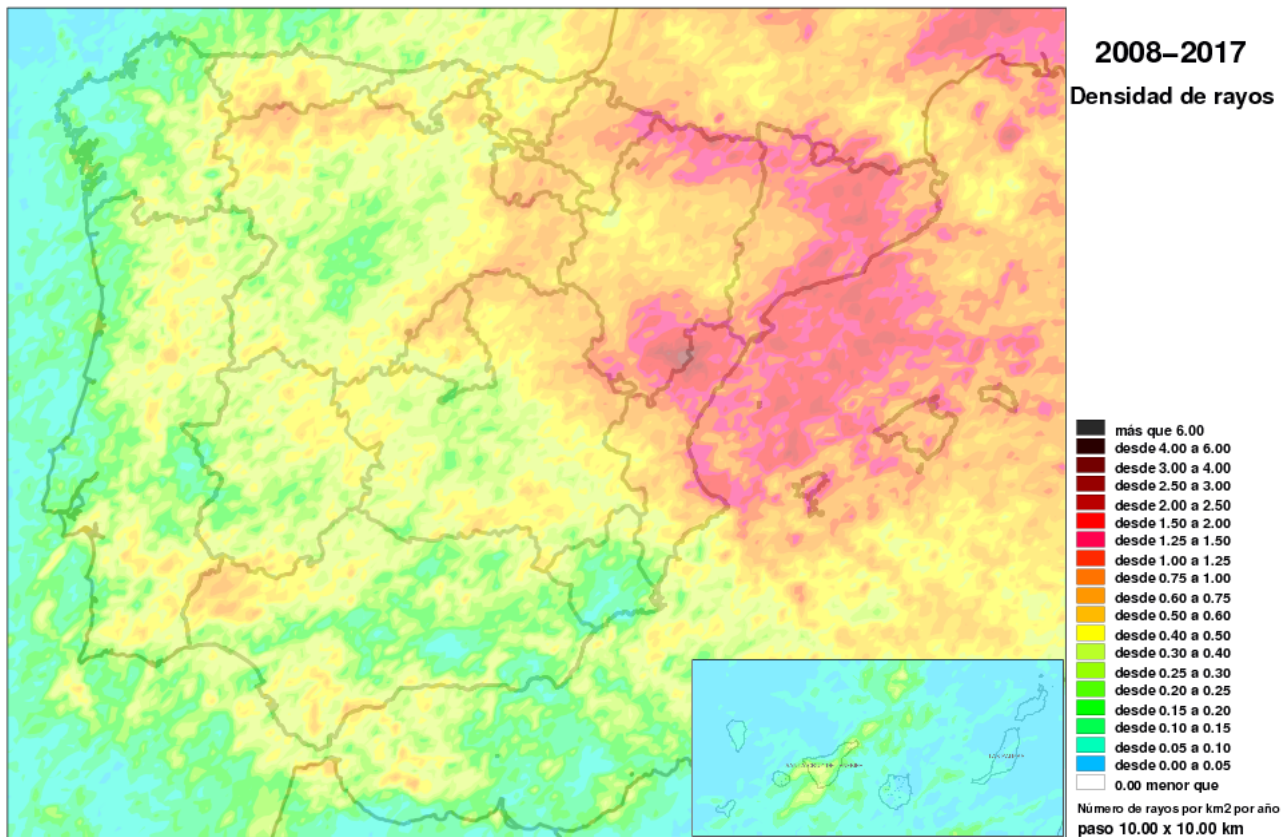


Figura 8.14: Número de rayos por km² y año para el periodo 2008-2017, ambos inclusive, sobre la península ibérica y Canarias.

Los datos de rayos son esenciales para la navegación aérea, especialmente en las maniobras de aproximación y repostaje. La información de rayos también es útil para usuarios tales como empresas eléctricas, confederaciones hidrográficas, en actividades que se desarrollen al aire libre, etc. La actividad eléctrica juega, además, un papel importante en la generación de óxido de nitrógeno y ozono a nivel de la troposfera, conocidos agentes contaminantes en esos niveles bajos de la atmósfera.

En la Figura 8.14 podemos ver la densidad de rayos sobre la península ibérica para un periodo de 10 años

completos (2008-2017 ambos inclusive). Se observa la actividad eléctrica más intensa en el noreste de la Península y en Baleares, particularmente en la vertiente sur de los Pirineos y en el sistema Ibérico oriental, así como en el área delimitada por un lado la franja de litoral mediterráneo entre el cabo de Creus y el cabo de la Nao y por el otro por las islas Baleares. Puede observarse un máximo marcado en el Maestrazgo turolense, en el entorno de la sierra del Rayo (ver caja más abajo). Canarias tiene una actividad eléctrica menor y más episódica, por lo que no presenta un patrón de la misma tan persistente como el de la Península.

La toponimia no engaña

DAVID MOMBLONA MONTIEL

DT en Aragón, AEMET

Si buscamos en un mapa las localidades turolenses de Mosqueruela, Valdelinares, Fortanete y La Iglesuela del Cid, a caballo entre las comarcas de Gúdar-Javalambre y el Maestrazgo, allí encontraremos ubicada la sierra del Rayo, una verdadera singularidad meteorológica de nuestro país, pues ostenta el honor de ser el área con

mayor densidad de rayos de toda España.

La cercanía al Mediterráneo como fuente de humedad, la elevada altitud media de gran parte de su superficie, donde predominan las formas topográficas *tabulares* y el hecho de ser una zona típica de convergencias de viento en superficie, facilitan sobremanera la génesis de la convección durante la época estival, algo que puede comprobarse todos los veranos, año tras año.

En las Figuras 8.15 y 8.16 en la página siguiente podemos observar algunas fotografías tomadas en esta zona.



Figura 8.15: Claro ejemplo de cómo la cizalladura separa corrientes ascendentes y descendentes dentro de una tormenta. La Iglesiasuela del Cid, 3 de septiembre de 2014. Fotografía: DAVID MOMBLONA MONTIEL.



Figura 8.16: Rayos en el Maestrazgo desde el valle de Sollavientos, 6 de septiembre de 2014. Fotografía: DAVID MOMBLONA MONTIEL.

8.11 Referencias

- [1] DOVIAK, R J y ZRNIĆ, D S. “Doppler radar and weather observations”. En: *Academic Press, Orlando, FL 562.4* (1993), páginas 634-645 (citado en página 104).
- [2] ORVILLE, Richard E. “Calibration of a magnetic direction finding network using measured triggered lightning return stroke peak currents”. En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres 96.D9* (1991), páginas 17135-17142. DOI: [10 . 1029 / 91JD00611](https://doi.org/10.1029/91JD00611) (citado en página 114).
- [3] RINEHART, Ronald E. *Radar for meteorologists*. University of North Dakota, Office of the President, 1991 (citado en página 104).