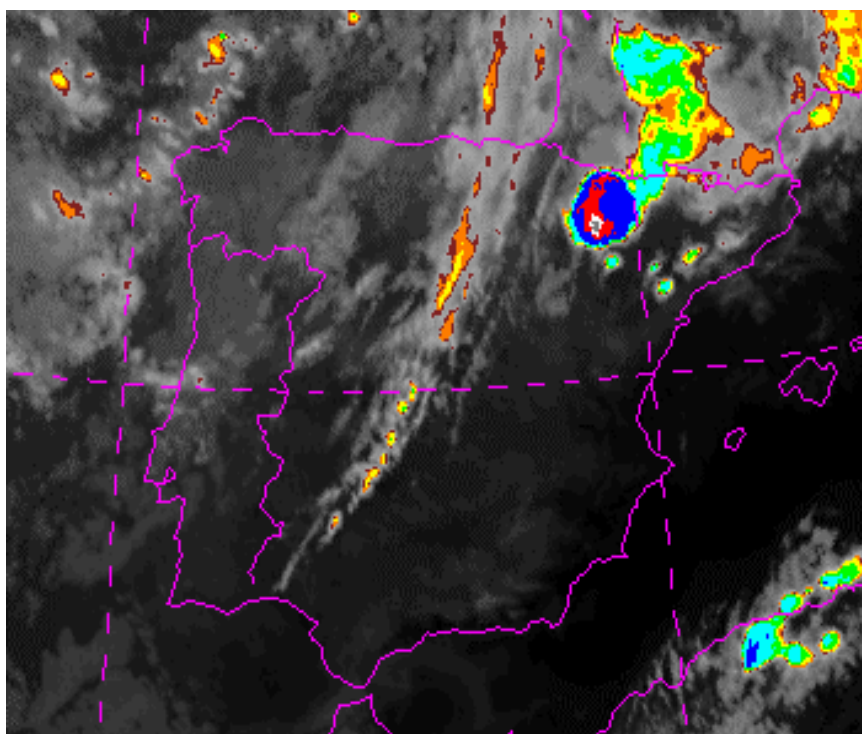


ESTUDIO DE LA SITUACIÓN DE TIEMPO ADVERSO DEL 1 Y 2 DE AGOSTO DE 2014 EN EL NORDESTE PENINSULAR

Nota técnica 16 de AEMET



Ramón Pascual Berghaenel
Gabriela Cuevas Tascón
Sergi González Herrero

Delegación Territorial en Cataluña
Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)



Aviso Legal: los contenidos de esta publicación podrán ser reutilizados, citando la fuente y la fecha, en su caso, de la última actualización

Edita:

© Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente
Agencia Estatal de Meteorología
Madrid, 2015

Catálogo de Publicaciones de la Administración General del Estado:
<https://cpage.mpr.gob.es>

NIPO: 281-15-006-3
<https://doi.org/10.31978/281-15-006-3>

Agencia Estatal de Meteorología (AEMET)
C/ Leonardo Prieto Castro, 8
28040 Madrid
<http://www.aemet.es/>



@Aemet_Esp



<https://www.facebook.com/AgenciaEstataldeMeteorologia>

ÍNDICE

Resumen.

- 1. Introducción.**
- 2. Entorno sinóptico y mesoescalar.**
- 3. Análisis de los diferentes eventos severos dentro del episodio**
 - 3.1. Tormentas en Zaragoza:**
 - 3.1.1. Supercélula anticiclónica.**
 - 3.1.2. Storm-splitting.**
 - 3.2. Sistema convectivo de mesoescala.**
 - 3.3. Tormentas de Castellón.**
 - 3.4. Inundaciones en Llorac y Conesa (Tarragona).**
- 4. Observaciones.**
- 5. Conclusiones.**
- 6. Bibliografía.**
- 7. Agradecimientos.**
- 8. Acrónimos.**

Resumen

A lo largo de los días 1 y 2 de agosto de 2014 se registró un episodio de tormentas generalizadas en Aragón, Cataluña y el norte de la Comunitat Valenciana. Estas tormentas estaban ligadas al paso de una vaguada atlántica en altura, de geopotencial y temperatura, y del frente frío asociado. Además de un elevado número de descargas eléctricas, las tormentas estuvieron acompañadas en algunos casos de abundante granizo grande (pedrisco) y chubascos de intensidad muy fuerte o torrencial que produjeron algunas riadas e inundaciones locales. Aunque, por fortuna, no hubo que lamentar daños personales (dos personas atrapadas en un turismo tuvieron que ser rescatadas en un paso inferior de Benicarló, Castellón, donde además los bomberos tuvieron que auxiliar a varias personas), sí se produjeron daños materiales de cierta consideración en algunas localidades. En este trabajo se describen las condiciones sinópticas y mesoescalares que dieron lugar al episodio y los eventos más significativos del mismo: (1) las tormentas con pedrisco que afectaron a la ciudad de Zaragoza y cercanías, en donde se postula la presencia de una supercélula anticiclónica y un *storm-splitting*; (2) el sistema convectivo mesoescalar (SCM) nocturno que se desplazó desde el norte de la provincia de Huesca hasta la costa mediterránea; (3) las tormentas que afectaron al norte de la provincia de Castellón, acompañadas de chubascos de elevada intensidad y (4) la tormenta casi estacionaria que se desarrolló en el norte de la provincia de Tarragona, con chubascos de elevadísima intensidad que provocaron riadas e inundaciones locales, como en el caso de Castellón. Aunque la situación sinóptica era típicamente favorable al desarrollo de convección profunda y organizada, la variada fenomenología asociada a las tormentas surgidas se ha mostrado consecuencia directa de las estructuras mesoescalares preexistentes y desarrolladas durante el episodio, y de elementos geográficos como la orografía y la relativa cercanía al mar.

1. Introducción

Durante los días 1 y 2 de agosto de 2014 se produjo un episodio de tormentas generalizadas en Aragón, Cataluña y el norte de la Comunitat Valenciana. Estas tormentas estaban asociadas al paso de una vaguada atlántica en altura, de temperatura y de geopotencial, y del frente frío asociado. Además de un elevado número de descargas eléctricas, las tormentas fueron acompañadas en algunos casos de abundante granizo grande (pedrisco), y chubascos muy fuertes o torrenciales que produjeron algunas riadas e inundaciones. Aunque no hubo que lamentar, por fortuna, daños personales (dos personas atrapadas en un vehículo en un paso inferior inundado fueron rescatadas en Benicarló), sí se produjeron daños materiales de cierta consideración en algunas localidades.

Los fenómenos asociados a la convección profunda con efectos más o menos severos en superficie son frecuentes en la época cálida del año en la península Ibérica, islas Baleares y mar circundante (Olcina, 1994; Martín Vide y Olcina, 2001; Gayà, 2005; Pérez y Zancajo, 2008; García-Legaz y Valero, 2013). El desarrollo de potentes cumulonimbos y de las consecuentes tormentas da lugar a fenómenos tales como lluvias torrenciales, elevado número de descargas eléctricas, granizadas, rachas fuertes de viento e incluso tornados de distinta magnitud. En España las tormentas pueden

afectar a todas las regiones, marítimas o continentales, y a zonas llanas o montañosas, dependiendo de la situación meteorológica en concreto y de la época del año.

Las tormentas ordinarias suelen producir chubascos intensos acompañados de algunas descargas eléctricas pero cuando las condiciones atmosféricas favorecen un cierto nivel de organización de la convección, con la aparición de sistemas convectivos de mesoscala (Riosalido *et al.*, 1998; Houze, 2004; Mateo *et al.*, 2009), sistemas multicelulares o supercélulas (Davies-Jones, 2015), la probabilidad de que se produzcan distintos tipos de fenómenos severos aumenta notablemente. En el episodio que se estudia aquí se detecta dicho grado de organización en varios de los eventos, especialmente en las tormentas que afectaron a la ciudad de Zaragoza y en el sistema mesoescalar nocturno.

Los sistemas convectivos también aumentan la probabilidad de que se produzcan eventos de precipitación extrema (Doswell III *et al.*, 1996). En la península Ibérica se dan especialmente en las áreas cercanas al Mediterráneo durante los meses de verano y otoño donde la orografía provoca que el aire húmedo mediterráneo ascienda rápidamente (Romero *et al.* 1998; Doswell III *et al.*, 1998; Romero *et al.*, 1999; Riesco *et al.*, 2014). Estos eventos finalmente pueden producir inundaciones repentinas, que conllevan un alto impacto en la sociedad, especialmente cuando ocurren en zonas pobladas (Llasat *et al.* 2010).

El nordeste de la Península Ibérica es una de las regiones de Europa con mayor frecuencia de episodios de granizo, con más de 60 por año (López and Sánchez, 2009). Debido al alto impacto social y económico del granizo (López *et al.*, 2007; Torà, 2005; Kunz *et al.*, 2009), el interés por una predicción precisa ha ido creciendo en los últimos años (García-Ortega *et al.*, 2011, 2012). Se ha tratado de identificar patrones sinópticos y mesoescales asociados al granizo con anterioridad, aunque su predicción exacta continúa siendo muy difícil dada la compleja interacción entre orografía y masas de aire, y la pequeña escala temporal y espacial en que se produce (Arán *et al.*, 2011; Sánchez *et al.*, 2003). Durante el episodio analizado se dieron varios casos de granizo, algunos de ellos de considerable tamaño e intensidad, que provocaron graves daños, sobre todo en las cosechas, y una importante pérdida económica.

El objetivo de este trabajo es identificar y describir aquellas estructuras sinópticas y mesoescales presentes durante un episodio de compleja y variada fenomenología con el fin de que, en entornos de predicción operativa a corto plazo y en el *nowcasting*, el analista-predicador focalice su atención en aquellas tormentas que puedan tener ligados fenómenos severos como los mostrados aquí.

Este trabajo está organizado como se indica a continuación: el apartado 2 describe el entorno sinóptico y mesoescalar del episodio. El capítulo 3 analiza los diferentes eventos severos ocurridos a lo largo del episodio, presentándose con elevado grado de detalle cada uno de ellos. En el apartado 4 se profundiza algo más en la fenomenología observada en cada uno de los días del episodio y finalmente el 5 presenta unas breves conclusiones que resaltan lo más relevante del estudio.

2. Entorno sinóptico y mesoescalar

El episodio estuvo caracterizado por el paso de una vaguada, especialmente visible sobre los 700 hPa, que se descolgó desde las islas Británicas y, por tanto, por la presencia de forzamiento dinámico. Esta vaguada llevaba diversas ondas cortas embebidas que recorrieron la península Ibérica durante el viernes 1 y el sábado 2 de agosto. El acercamiento del frente frío asociado desató convección prefrontal el viernes por la tarde que afectó sobre todo a Aragón y al Pirineo de Lleida. El paso del frente en altura (apreciable sobre todo en 500 hPa) reactivó los chubascos y las tormentas a lo largo del sábado 2, desplazándose la zona de máxima inestabilidad hacia el este a medida que la masa fría iba avanzando. Las bajas presiones relativas en superficie establecidas en el interior y nordeste peninsular favorecieron la convergencia del flujo de humedad en niveles bajos.

Como se observa en la Fig. 1, a las 00 UTC del viernes 1 había en el Atlántico nororiental una extensa zona de circulación ciclónica, con distintas vaguadas de onda corta embebidas. Una de ellas se trasladó hacia el noroeste peninsular conducida por el chorro polar situado al sur de Groenlandia, con temperaturas en 500 hPa por debajo de -12 °C. En niveles bajos, un gran anticiclón se centraba al noroeste de Azores, extendiendo una cuña sobre el golfo de Vizcaya y había una acentuada dorsal térmica en 850 hPa sobre el este peninsular; en el interior de la Península predominaban las bajas presiones relativas de origen térmico; varias fronteras térmicas situadas sobre el golfo de Vizcaya se fueron desplazando hacia el este, una de ellas formando una línea frontal activa que entraba por el noroeste de la Península, siendo apreciable la banda nubosa asociada en los canales IR (infrarrojo) (Fig. 2) y HRV (alta resolución visible) del satélite Meteosat-10.

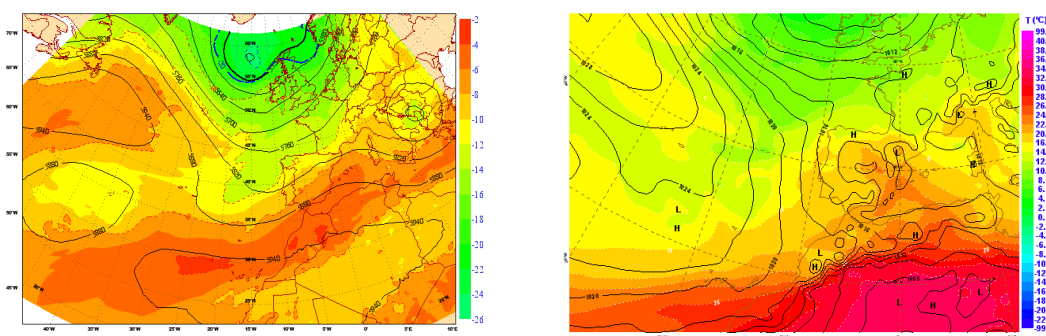


Fig. 1. Análisis del modelo del CEPPM (Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio) para el día 1 a las 00 UTC. Izquierda: Z (contorneado) y T (sombreado) en 500 hPa. Derecha: presión a nivel del mar (contorneado) y T en 850 hPa (sombreado). Fuente: AEMET

La aproximación del frente por el oeste de la Península produjo convección prefrontal a lo largo del viernes en el nordeste de la Meseta Norte, el alto Ebro y el nordeste peninsular, zonas con un ambiente altamente inestable, tal como mostraban los altos valores de LI (Lifted Index) y CAPE (Convective Available Potential Energy). El calentamiento diurno (forzamiento térmico) y las convergencias de viento y del flujo de humedad en niveles bajos contribuyeron a desatar la convección, que se inició ya en Aragón durante la noche del jueves 31 y la madrugada del viernes. Pese a no ser contemplada por ningún modelo de predicción, surgió una banda nubosa que dio lugar

a chubascos y tormentas durante la madrugada del viernes en la provincia de Zaragoza. Éstos se desplazaron hacia el nordeste, en dirección a Huesca y la provincia de Lleida, conducidos por el flujo de SW presente en altura, y a lo largo de la mañana fueron restringiéndose al Pirineo al tiempo que remitían.

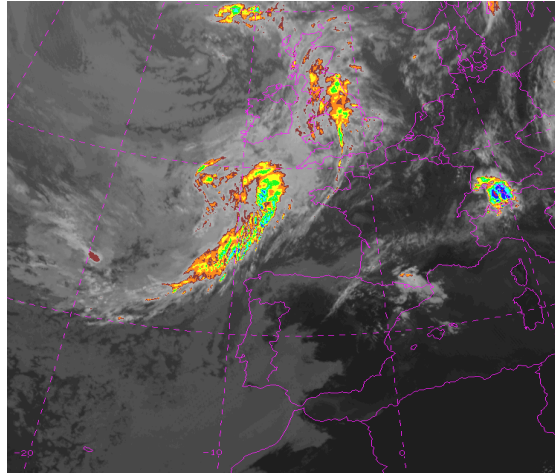


Fig. 2. Imagen del canal IR (10.8 μm) del Meteosat-10 para el día 1 a las 08 UTC. Fuente: AEMET

A las 12 UTC del viernes, la vaguada abarcaba el norte peninsular con temperaturas en 500 hPa inferiores a -12°C sobre prácticamente todo el tercio norte (no mostrado). A esa hora, el frente ya estaba sobre Galicia dirigiéndose hacia el este. A partir de esa hora las tormentas prefrontales se reactivaron en diversos puntos del nordeste debido al calentamiento diurno y al progresivo enfriamiento en 500 hPa. En esta zona se podían observar valores muy elevados de índices de inestabilidad, junto con convergencias de humedad en niveles bajos y alto contenido de agua precipitable en la columna (Fig. 3). En superficie se estableció un flujo del sureste (bochorno) que penetraba por el valle del Ebro provocando convergencias en Teruel y Zaragoza y facilitando así el disparo de la convección. Cabe decir que el bochorno subsinóptico se combinó con una entrada por el valle de la brisa marina. También hubo tormentas, menos intensas, en el interior de Cataluña y el Pirineo.

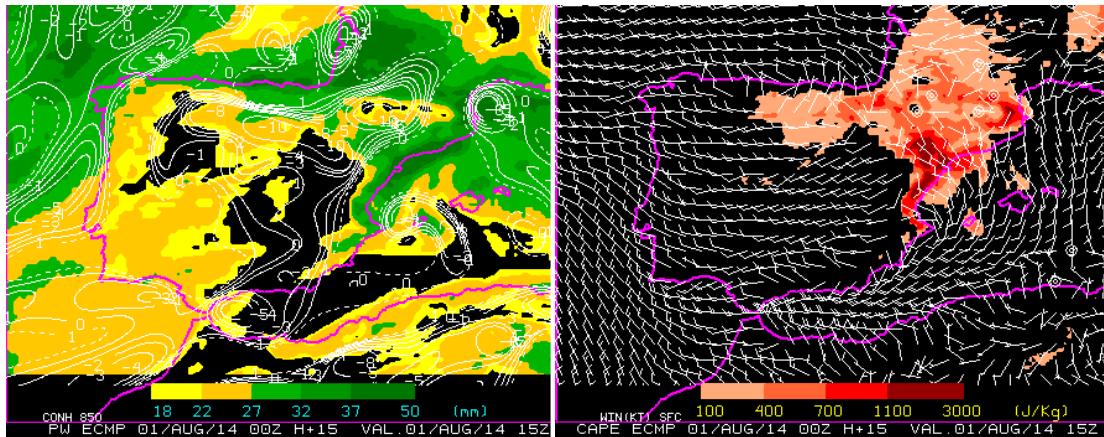


Fig. 3. Humedad e inestabilidad simuladas por el Hirlam de alta resolución del día 1 a las 00 UTC para las 15 UTC. Izquierda: Agua precipitable (sombreado) y convergencia de humedad (contorneado, las isolíneas continuas (valores negativos) indican convergencia). Derecha: CAPE (sombreado) y viento en superficie. Fuente: AEMET

A lo largo de la tarde, a medida que se aproximaba el eje de la vaguada, se produjeron chubascos y tormentas fuertes o muy fuertes en Zaragoza y Huesca, la mayoría con movimiento hacia el nordeste, tal como muestran las imágenes de satélite y radar. Algunas de estas tormentas provocaron fenómenos severos en superficie, como el granizo y el pedrisco que cayó en diversos puntos, como Zaragoza capital, originados por la formación de una supercélula.

Una de las estructuras más grandes, profundas y persistentes se formó hacia las 20:45 UTC en el centro de la provincia de Huesca y fue creciendo en extensión hasta las 01:15 UTC del día 2, es decir, durante 4 horas y media, alcanzando su máximo desarrollo vertical entre las 22 UTC y las 22:15 UTC. A esta hora la temperatura de brillo de las cimas nubosas alcanzó los -70°C . La extensión y las temperaturas de los topos nubosos permite clasificar a esta estructura como un SCM (sistema convectivo de mesoescala) de tipo claramente circular (Riosalido et al., 1998), de manera especial entre las 21 UTC y las 00 UTC del día 1. El SCM se desplazó de W a ENE, llegando hasta el límite oriental del Pirineo, y se mantuvo hasta las 05 UTC del día 2, durando por lo tanto más de 8 horas.

A las 00 UTC del sábado 2 (Fig. 4), el eje de la vaguada en 300, 500 y 700 hPa se extendía desde Islandia hasta Marruecos, y la vaguada abarcaba la Península y el Mediterráneo Occidental. Estaba empujada hacia el este por un chorro trasero del NW de 75 kt. La isoterma de -12°C en 500 hPa ya abarcaba prácticamente toda la mitad norte peninsular. En niveles bajos, continuaba el anticiclón en el Atlántico norte, con una cuña sobre el oeste y sur de la Península, y las bajas presiones relativas en el norte y este. Entre Baleares y las costas de Valencia había un área de bajas presiones que hacía converger aire cálido y húmedo del Mediterráneo sobre Cataluña.

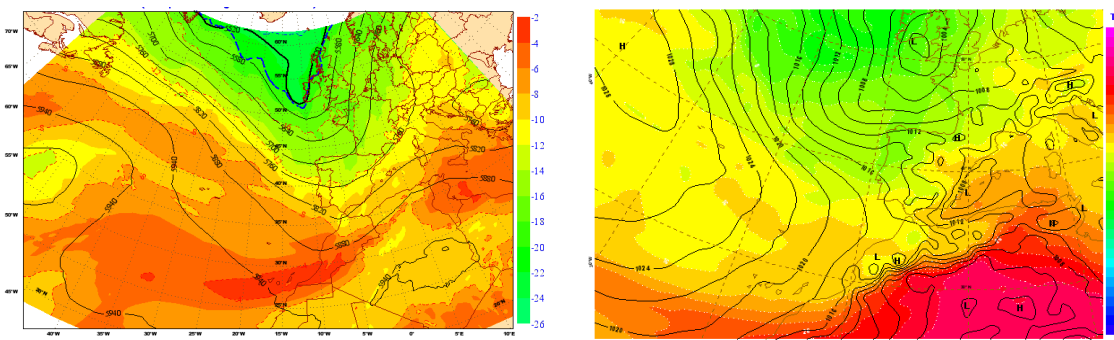


Fig. 4. Análisis del CEPPM para el día 2 a las 00 UTC. Izquierda: Z (contorneado) y T (sombreado) en 500 hPa. Derecha: presión a nivel del mar (contorneado) y T en 850 hPa (sombreado). Fuente: AEMET

Durante esa madrugada la convección persistió principalmente en el Pirineo de Huesca y en el de Lleida (SCM antes comentado) debilitándose a primeras horas de la mañana.

El frente en altura (Fig. 6, izquierda) atravesó Aragón durante la madrugada llegando al oeste de Cataluña algo deshecho hacia las 08 UTC del domingo, y la zona de inestabilidad se fue desplazando a lo largo del día hacia el Mediterráneo, con altos valores de CAPE e índices como LI (Fig. 5).

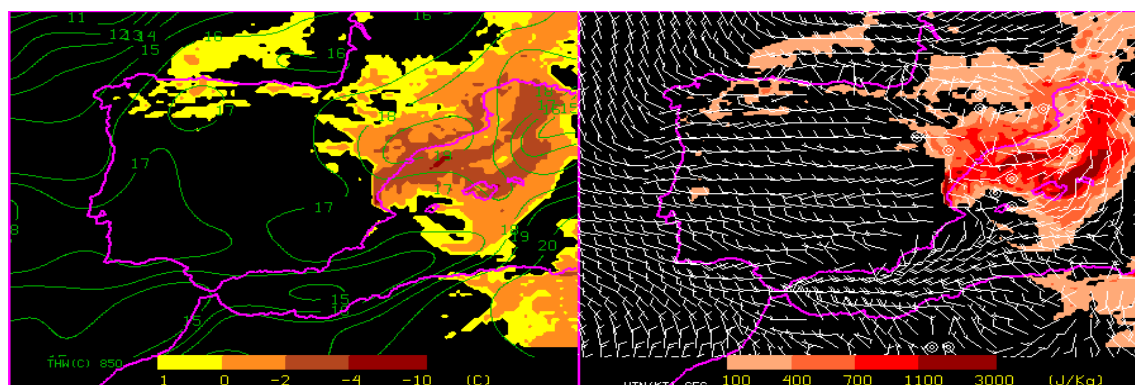


Fig. 5. Inestabilidad simuladas por el CEPPM de alta resolución del día 2 a las 00 UTC para las 15 UTC. Izquierda: Índice LI (sombreado) y THW (contorneado). Derecha: CAPE (sombreado) y viento en superficie. Fuente: AEMET

Hacia el final de la mañana (10 UTC), con el calentamiento diurno y el paso ralentizado del frente, volvió a reactivarse la convección en Aragón (en el Pirineo y mitad oriental), Cataluña y el norte de Castellón. Las tormentas reaparecieron sobre una línea orientada SSW-NNE que se extendía entre el interior de Castellón y el Pirineo de Girona (Fig. 6, derecha). Una de las primeras tormentas se desarrolló poco antes de las 10 UTC en torno a Reus (en el litoral norte de Tarragona) y en la cadena prelitoral sur de Cataluña, entre las provincias de Tarragona y Barcelona. El alineamiento de las células convectivas corresponde a una línea (o líneas de convergencia) mesoescalares en niveles bajos asociadas al paso del frente (Pascual *et al.*, 2004; Pascual, 2005).

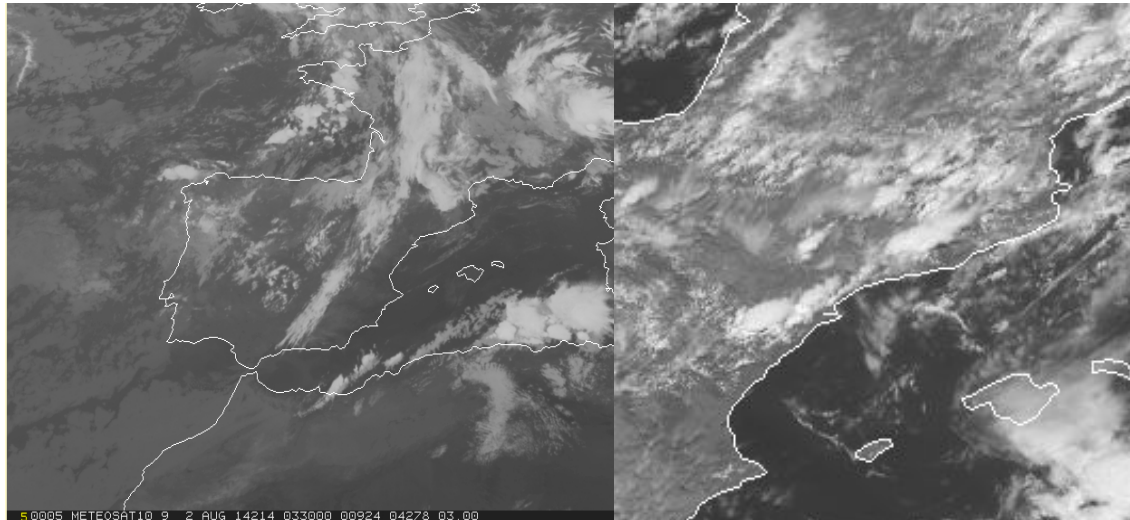


Fig. 6. Imágenes del satélite Meteosat-10. Izquierda: Imagen del canal IR (10.8 μm) el día 2 a las 3:30 UTC. Derecha: Imagen del canal HRV el día 2 a las 13:30 UTC. Fuente: AEMET

Entre las 10 UTC y las 12 UTC se formaron algunas tormentas aisladas en el norte de Teruel y el Pirineo de Huesca y también, entre las 10:40 UTC y las 11 UTC se produjeron los primeros rayos de una tormenta nacida cerca del límite entre las provincias de Teruel y Castellón, que posteriormente dio lugar a intensas precipitaciones y granizo incluso en zonas del litoral de Castellón (tormentas que se analizarán posteriormente con más detalle). A partir de las 11 UTC las tormentas se generalizaron en Huesca, interior de Cataluña y norte de Castellón y Teruel. En Cataluña se originaron tormentas fuertes o muy fuertes, algunas de ellas estacionarias, como en el interior norte de Tarragona, al norte de la Conca de Barberá, donde la orografía y las convergencias reforzaron la convección, que provocó inundaciones en la localidad de Conesa (dicha tormenta y sus efectos se analizan en detalle más adelante).

A las 13 UTC las tormentas ya habían llegado a la costa de Castellón y a la costa central catalana. A media tarde las tormentas también afectaban al norte de Teruel y Ribera del Ebro, con la formación de una posible supercélula al sur de Alcañiz. Finalmente, entre las 15 UTC y las 16 UTC llegaban a la costa norte de Cataluña. Las tormentas estuvieron activas hasta las 23 UTC del sábado.

3. Análisis de los diferentes eventos severos dentro del episodio

A lo largo del viernes y el sábado se produjeron algunas tormentas especialmente relevantes por su morfología, dinámica o fenomenología que tuvieron asociada. Se muestra ahora una selección de ellas.

3.1. Tormentas en Zaragoza

Durante la tarde del 1 de agosto de 2014 se desarrollaron numerosos fenómenos convectivos organizados en Aragón. La situación sinóptica imperante, flujo de SW en niveles medios y altos con difluencia, es la que tiene mayor probabilidad de generación de tormentas generalizadas en dicha comunidad autónoma (Álvarez *et al.*, 2011). Además, también estaba presente un chorro del SW en 300 hPa sobre Aragón.

“Cuando la situación en altura se acopla positivamente con la de los niveles bajos produce convección altamente organizada, [...] produciendo importantes realces en la precipitación además de otros efectos propios de la convección severa: granizo grande, rachas fuertes de viento o incluso tornados” (Rodríguez, 2013).

Se ha hecho aquí un breve análisis de las tormentas que se han considerado más relevantes en la provincia de Zaragoza: la tormenta con granizo que afectó a Zaragoza ciudad y el Bajo Gállego, por su severidad y las evidencias de supercélula, y un *storm-splitting* o división celular que de nuevo afectó a la ciudad dos horas más tarde.

3.1.1. Supercélula anticiclónica

Existen bastantes evidencias para clasificar la tormenta de Zaragoza como una supercélula (SP): largo ciclo de vida, movimiento anómalo, presencia de mesociclón, etc. Las convergencias de viento en superficie y en 850 hPa fueron un elemento clave para el origen de la tormenta. Por un lado, el bochorno canalizado por el valle del Ebro giró a noreste para dirigirse al Somontano Ibérico. Por otro lado, existía un flujo del SW muy cálido proveniente de la meseta sur. Durante la tarde, con el avance del frente frío, también comenzó a entrar el viento de norte en el extremo norte de la provincia, contribuyendo a la confluencia de vientos en toda la región.

De este modo se disparó la convección prefrontal en la zona. Los índices clásicos de inestabilidad tales como el Total de Totales (TT), el K o el LI también revelaban valores destacables típicos de entornos convectivos (TT > 50, K = 40 y LI < -1) pero para que se generen supercélulas se requieren entornos con alta inestabilidad (valores elevados de CAPE), junto con una elevada cizalladura vertical del viento (o helicidad relativa a la tormenta, SRH) (Quirantes, 2008; Quirantes *et al.*, 2014).

En la Fig. 7 se muestran los altos valores previstos por el modelo del CEPPM de la variable SBCAPE (Surface Based CAPE o energía potencial convectiva calculada desde la superficie) superiores a los 200 J/kg, de la CIZ6 (cizalladura vertical en los 6 primeros km) superiores a 12 m/s en la zona donde se originó la tormenta, y de la SRH3 (helicidad relativa a la tormenta en los primeros 3 km) mayores de 200 m²/s².

Sin ser valores excesivamente elevados, superan los umbrales típicamente observados y establecidos para supercélulas en la Península Ibérica (Quirantes *et al.*, 2014). Teniendo en cuenta que son índices y parámetros previstos, se asume que localmente la cizalladura y la helicidad podían ser mayores en el momento de formación de la SP. Todas estas condiciones constituyen de forma suficiente lo que se considera un entorno supercelular.

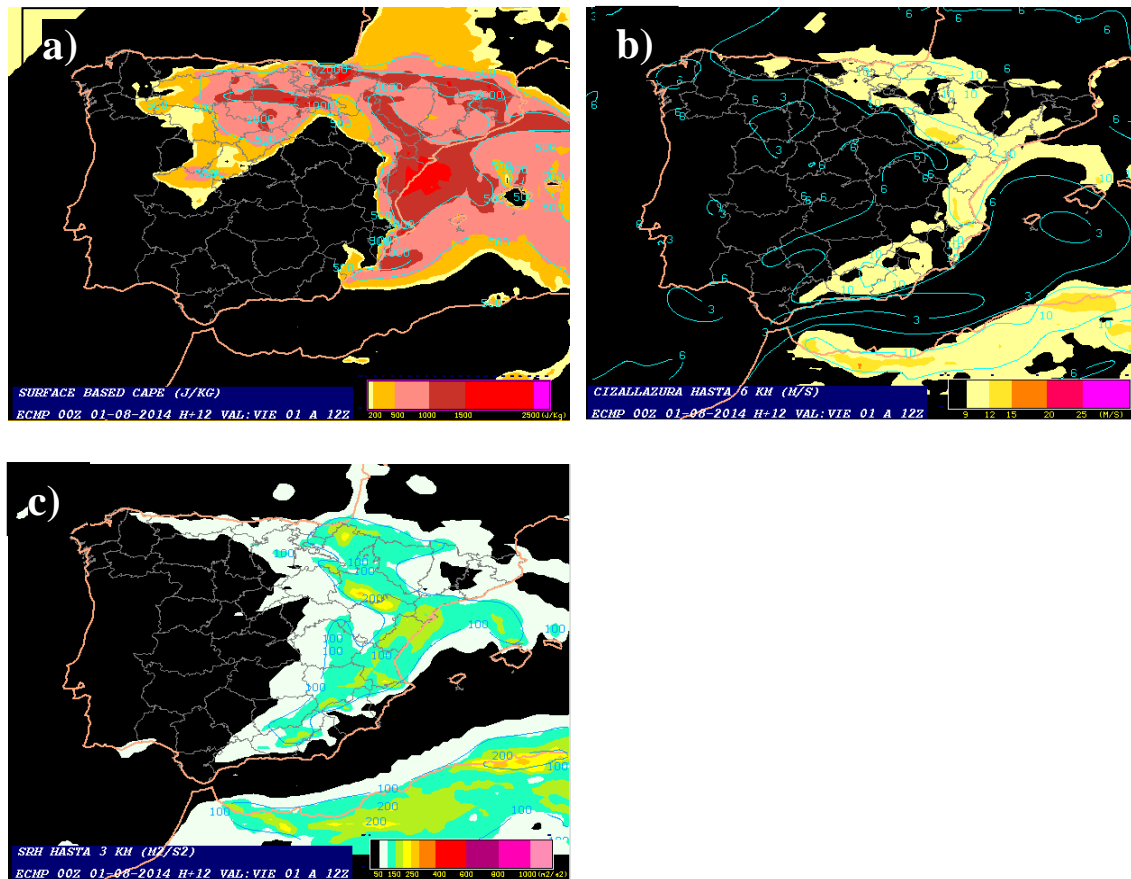


Fig. 7. Índices de inestabilidad y organización de la convección simulados por el CEPPM el día 1 a las 00 UTC para las 12 UTC. a) SBCAPE, b) CIZ6 y c) SRH. Fuente: AEMET

Según las imágenes del Meteosat-10, a las 13:20 UTC comenzó a crecer nubosidad cumuliforme al sur de Cariñena, población situada a unos 40 km al suroeste de Zaragoza, originándose la tormenta. Ésta tenía un desplazamiento anómalo hacia el NNE, a diferencia del resto de tormentas que seguían el flujo rector hacia el NE. Media hora más tarde, la reflectividad radar máxima en la columna (ZMAX) (radar de Zaragoza) en la tormenta superaba los 60 dBZ, manteniéndose casi siempre por encima de este valor en las siguientes dos horas y media. Al alcanzar Zaragoza a las 14:30 UTC ZMAX era de 67 dBZ. Posteriormente a su paso por la ciudad, la tormenta continuó hacia el norte por el valle del río Gállego. Al llegar al límite con la provincia de Huesca, dejó piedras de granizo de hasta 5 cm de diámetro en Zuera y Alcalá de Gurrea. La supercélula siguió avanzando hacia el norte por la provincia de Huesca, llegando al Pirineo y perdiendo entidad en torno a las 16:30 UTC.

Además de que reinase un entorno favorable al desarrollo supercelular, se observaron algunos patrones típicos de SP que a continuación se describen brevemente:

- **Propagación anómala** (hacia el NNE) respecto al flujo rector (SW→NE), con un desvío claro respecto al movimiento de las demás tormentas.
- **Ciclo de vida de 2 a 3 horas de duración.**
- **Detección de un mesociclón en las imágenes de viento radial Doppler.** La presencia de un profundo y persistente mesociclón (en este caso, mesoanticiclón) es determinante como evidencia de SP: éste ha de tener entre 3-10 km de anchura, una

forma cilíndrica, y una duración mínima de 20 minutos aproximadamente (Doswell y Burgess, 1993).

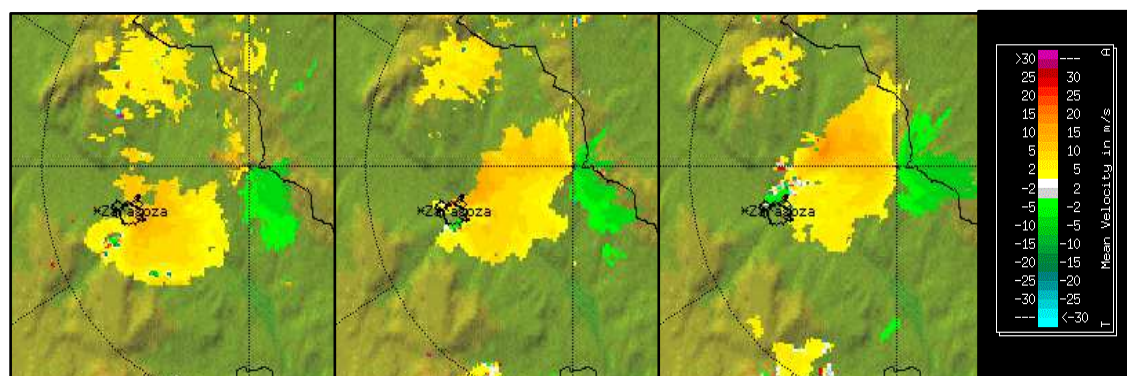


Fig. 8. Secuencia de imágenes de viento radial Doppler del radar de Zaragoza el día 1 a las 14:26 UTC (izda.), 14:36 UTC (centro) y 14:46 UTC (dcha.). Fuente: AEMET

Como se puede observar en la Fig. 8, el patrón de mesoanticiclón aparece en 3 imágenes consecutivas de radar (20 minutos de duración), si bien no parece muy intenso. Esto puede deberse a las limitaciones propias de este producto radar. La cobertura real de la red de radares hace que un mesociclón sea localizable en capas bajas sólo cuando se encuentra entre 20 y 120 km del radar, en capas medias sólo cuando se encuentra a una distancia entre 80 y 120 km (Quirantes et al, 2014).

- **Efectos severos en superficie:** el granizo reportado superó los 2 cm de diámetro, y se registraron rachas de viento de hasta 90 km/h en Valdespartera, en Zaragoza ciudad, pudiéndose alcanzar los 100 km/h en algún punto. Estos vientos suelen ser originados por las intensas corrientes descendentes presentes en la SP (*downbursts*).

- **Identificación de otros elementos típicos en las imágenes de radar:** tras el análisis del *loop* de imágenes PPI (Plan Position Indicator) de reflectividad del radar de Zaragoza (Fig. 9), se observa una única y persistente célula radar. Aunque la detección de la típica forma de gancho en una SP no siempre es posible, en algún momento del ciclo de vida de la tormenta se intuye un eco en forma de riñón o lágrima. Se aprecia en alguna imagen el *V-notch*, patrón característico consistente en una muesca en forma de “V”, signo del flujo divergente en niveles medios (y por tanto, convergente en niveles bajos). También el campo de reflectividad 3D presente una estructura abalconada en algún corte vertical.

Durante el ciclo de vida de la tormenta, las reflectividades casi siempre se mantuvieron por encima de los 60 dBZ. Los echotops (para 12 dBZ) observados presentan valores elevados, siempre superiores a 12 km, alcanzándose los 15,5 km a las 14:40 UTC. Los altos valores de VIL (Vertically Integrated Liquid) también apuntaban a la presencia de piedras grandes de granizo en el seno de la corriente ascendente principal. Al llegar a la frontera con Huesca, a las 15:10 UTC, la célula 3D presentaba una densidad de VIL (DVIL) máxima de $6,5 \text{ g/m}^3$. En este momento cayeron piedras de granizo de hasta 5 cm de diámetro en Zuera y Alcalá de Gurrea.

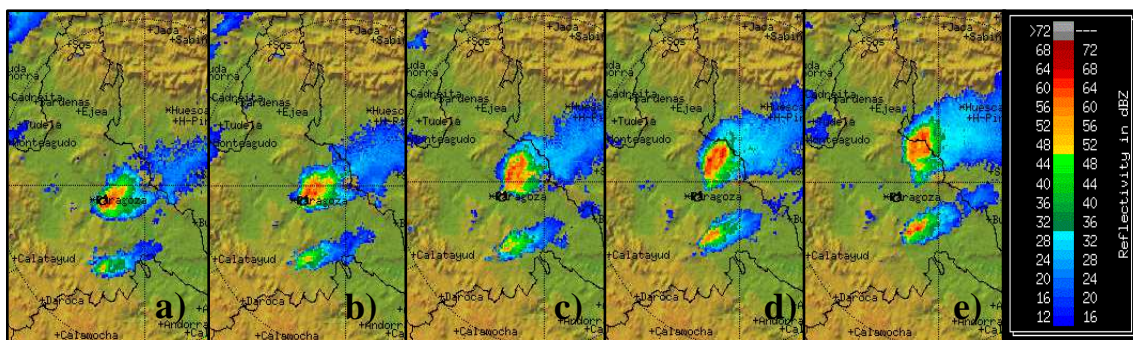


Fig. 9. Secuencia de imágenes de PPI de reflectividad del radar de Zaragoza desde (a) las 14:30 UTC hasta las (e) 15:10 UTC, cada 10', en las que se pueden apreciar elementos supercelulares en la tormenta situada más al norte, como la forma de lágrima (d), la propagación anómala (hacia la izquierda del flujo rector), el V-notch (a, b y c) y las elevadas reflectividades. Fuente: AEMET

- **Identificación de componentes visuales característicos:** Esta identificación visual se basa en fotografías y vídeos con el apoyo de imágenes del Meteosat-10 (Fig. 10)

A través de videos tomados por aficionados se puede intuir la rotación del mesoanticiclón. En la secuencia de imágenes HRV de Meteosat-10, se aprecia la *flanking line* en el flanco trasero de la tormenta y el *overshooting top* o torreón sobre la tropopausa provocado por la intensa corriente ascendente, justo en el momento en el que la SP descargaba la granizada en Zaragoza ciudad. En las fotografías de aficionados se distingue claramente la llamada *wall cloud* o nube en forma de pared en la base del mesoanticiclón. También se aprecia en alguna imagen la *tail cloud* o nube cola que cuelga de la *wall cloud*, así como una zona más clara o libre de precipitación (a la izquierda en la fotografía de la Fig. 10), el llamado *clear slot*, una zona libre de precipitación por la erosión de la corriente descendente del flanco trasero.



Fig. 10. Izquierda: Imagen HRV del Meteosat-10 el día 1 a las 14:30 UTC donde se puede intuir la *flanking line* (f) y el *overshooting top* (o). Fuente: AEMET. Derecha: fotografía de la SP tomada por un aficionado (<http://foro.tiempo.com/1814-wichita-supercell-t144504.0.html>).

Todos estos componentes visuales, junto con los patrones típicos expuestos previamente, confirman que esta tormenta era una supercélula anticiclónica.

3.1.2. Storm-splitting

Simultáneamente a la presencia de la tormenta anterior, comenzó a formarse otra célula en torno a las 15:30 UTC a unos 30 km al oeste de la ciudad de Zaragoza. Dicha célula empezó a dividirse en dos a las 16 UTC, dando lugar a dos células simétricas independientes que se separaban en su avance por caminos divergentes. Dicho fenómeno, el *storm-splitting*, se produce cuando la *updraft* o corriente ascendente principal genera dos vórtices contrapuestos, uno de ellos ciclónico (el de la derecha) y el otro anticiclónico (el de la izquierda). Cuando la *updraft* no puede soportar el peso de la precipitación que ha ido generando, se forma una corriente descendente que erosiona y divide a la *updraft* en dos partes. Para que el *storm-splitting* se produzca, se requiere una cizalladura vertical del viento que sea prácticamente unidireccional, es decir, una misma dirección del viento a todos los niveles. El sondeo previsto por la pasada de las 00 UTC de modelo Hirlam de alta resolución para las 15 UTC para un punto de grid cercano al lugar de origen de esta segunda tormenta mostraba una dirección del viento prácticamente constante con la altura salvo en los niveles más bajos (Fig. 11).

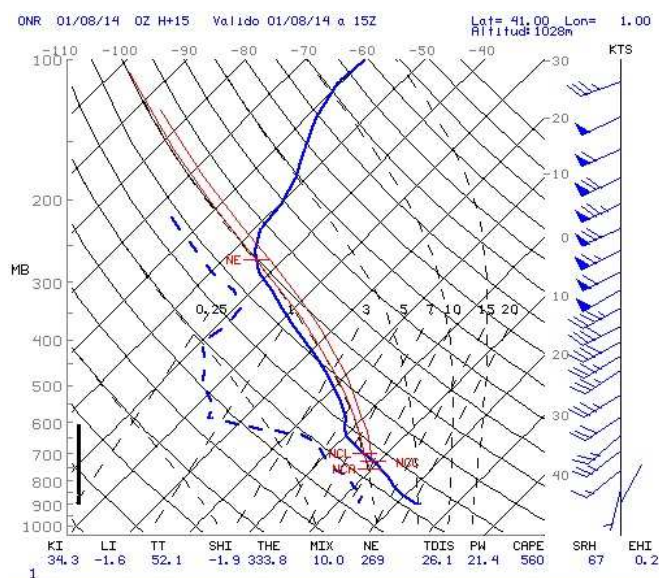


Fig. 11. Sondeo previsto por el Hirlam de alta resolución del día 1 a las 00 UTC para las 15 UTC.
Fuente: AEMET

Por otro lado, analizando el *loop* de imágenes de radar de Zaragoza (Fig. 12), se observa un hecho característico de este tipo de fenómeno: la célula de la izquierda se movía en dirección NE siguiendo el flujo rector, a una velocidad mayor que la de la derecha. En cambio, la célula que se movía hacia la derecha, lo hacía más lentamente y con una dirección ENE anómala respecto al movimiento del resto de las tormentas (guiadas por el flujo rector). La célula de la derecha afectó de nuevo a la ciudad de Zaragoza en torno a las 18:30 UTC, aunque sin efectos tan severos como la tormenta con granizo que alcanzó la ciudad previamente. Otra característica de la división tormentosa se pudo apreciar en este caso, pues la célula de la izquierda tuvo un ciclo de vida más corto debilitándose en torno a las 18:20 UTC al alcanzar el Pirineo oscense; en cambio, la célula derecha continuó durante unas horas más hasta llegar incluso a la provincia de Lleida, ya debilitada, en torno a las 20:30 UTC.

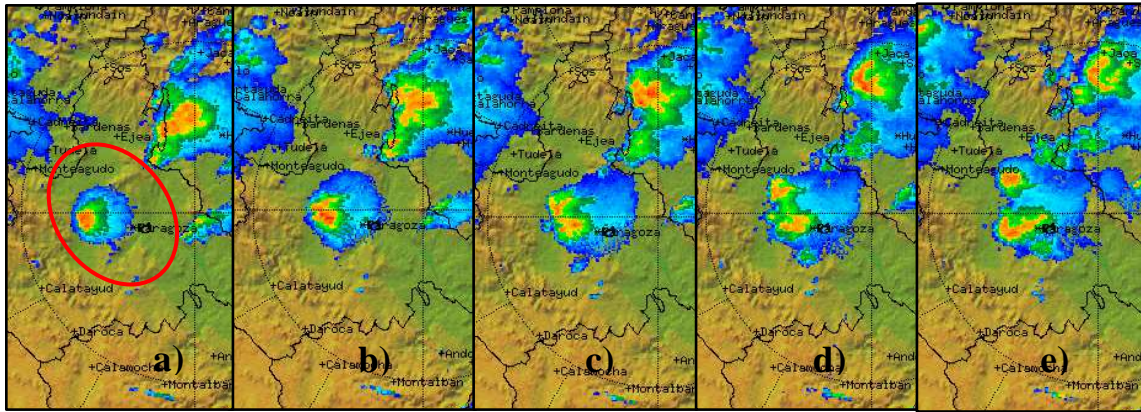


Fig. 12. Secuencia de imágenes de PPI de reflectividad del radar de Zaragoza desde las 15:50 UTC (a) hasta las 16:30 UTC (e), cada 10 minutos, Durante este intervalo se produce la división tormentosa. Fuente: AEMET

3.2. Sistema convectivo de mesoescala

Una de las estructuras convectivas más grandes, profundas y persistentes de este episodio se formó hacia las 20:45 UTC del día 1 en el centro de la provincia de Huesca y fue creciendo en extensión hasta las 01:15 UTC del día 2, es decir, durante 4 horas y media, alcanzando su máximo desarrollo vertical entre las 22 UTC y las 22:15 UTC. A esta hora la temperatura de brillo de las cimas nubosas alcanzó los -70°C (Fig. 13). La extensión y las temperaturas de los topes nubosos permite clasificar claramente a esta estructura como un sistema convectivo de mesoescala (SCM) de tipo circular, de manera clara entre las 21 UTC del día 1 y las 00 UTC del día 2. El sistema convectivo se desplazó hacia el ENE, llegando hasta el límite oriental del Pirineo y el sudeste de Francia, y se mantuvo activo hasta al menos las 10 UTC del día 2, durando, por lo tanto, más de 13 horas y recorriendo más de 600 km.

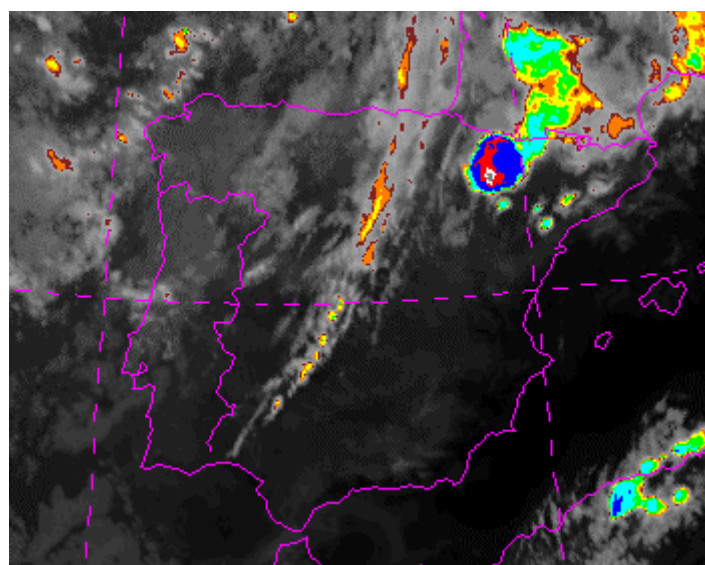


Fig. 13. Imagen del canal IR ($10.8\ \mu\text{m}$) del Meteosat-10 del día 1 a las 22 UTC. Fuente: AEMET

La herramienta operativa de diagnóstico y seguimiento de SCM disponible en AEMET (Riosalido *et al.*, 1998) identificó la estructura como un SCM por primera vez a las 22 UTC. A las 23 UTC la situaba en fase de madurez. El ligero calentamiento de sus cimas nubosas hizo que a las 00 UTC del día 2 ya no se identificase como SCM aunque la estructura convectiva seguía teniendo una extensión superior a los 5000 km². A las 01 UTC, la masa nubosa tenía una extensión aún mayor pero se había calentado demasiado para ser clasificada automáticamente como SCM según los criterios establecidos.

Es muy significativo el crecimiento explosivo de esta estructura, que alcanzó una gran profundidad (topes nubosos muy fríos) en apenas 15'-30', entre las 20:30 y las 21 UTC. En las imágenes WV (canal 6.2 μm) e IR (canal 10.8 μm) de Meteosat-10 se puede ver que este núcleo se desarrolló por delante de la banda frontal en altura, al suroeste de una tormenta de notables dimensiones, y dentro de la amplia banda oscura que se extendía desde más al oeste de las Islas Canarias, sobre el Atlántico, hasta el Pirineo (Fig. 14). Esta banda oscura estaba presente por lo menos desde las 00 UTC del día 1 y se fue trasladando hacia el este. La convección profunda que se desarrolló en el nordeste peninsular durante el día 1 estaba asociada a la parte más septentrional de esta banda, delante del frente en altura. La longitud y orientación de la parte más oriental de dicha banda permiten suponer que existía una interacción subtropical.

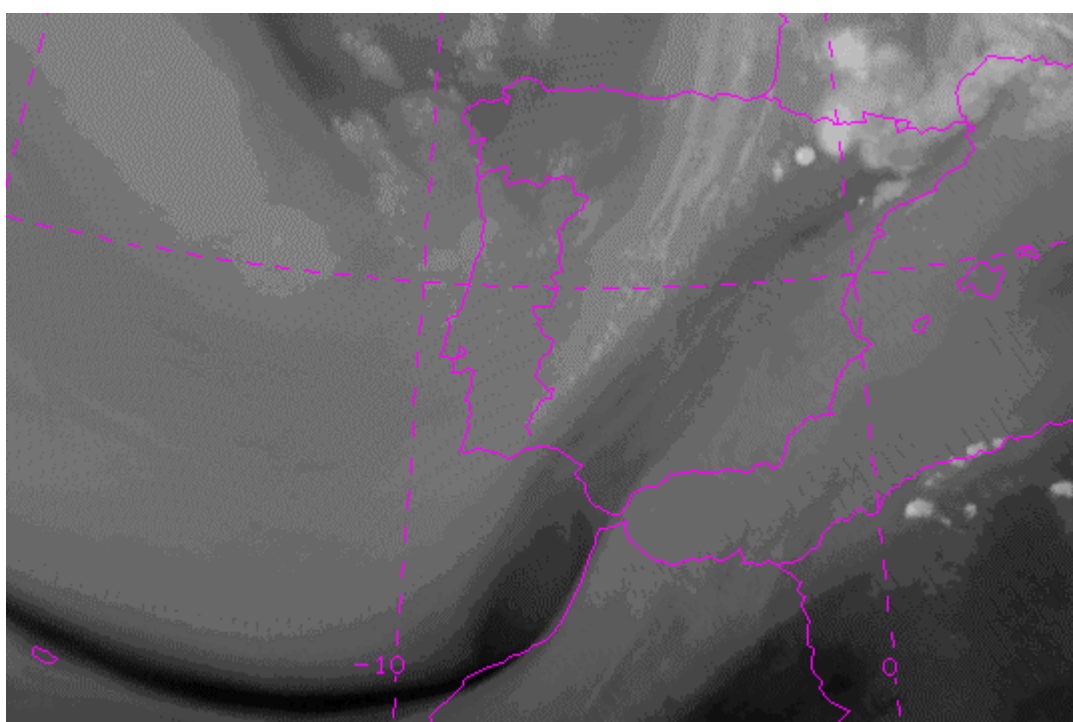


Fig. 14. Imagen del canal WV (6.2 μm) del Meteosat-10 del día 1 a las 22 UTC.
Fuente: AEMET

El lugar, momento y modo de surgimiento de esta estructura convectiva sugieren que la convección se inició probablemente asociada a la interacción de frentes de racha ligados a tormentas previas. Este es uno de los múltiples modos de inicio de la convección (Pascual, 2006).

El análisis de los rayos nube-tierra (NT) asociados a este SCM permite seguir también su trayectoria y evolución a lo largo de más de 13 horas. Aunque se pudo

producir alguna descarga con anterioridad, es entre las 21:15 y las 22 UTC cuando se registra un gran aumento en la cantidad de rayos ligados al SCM. Entre las 22 UTC del día 1 y las 00 UTC del día 2, más de un 80% de los rayos detectados en el ámbito de la península Ibérica (596 rayos) estaban asociados a este SCM, distribuyéndose a lo largo de estas horas en un área prácticamente circular.

Entre las 00 y las 02 UTC del día se produce un nuevo *storm-splitting* (Fig. 15) perfectamente visible en la distribución espacio-temporal de los rayos (más de 700 asociados al SCM). A partir de las 02 UTC la actividad eléctrica disminuye de forma muy acentuada, aunque persiste ligada al SCM por lo menos hasta las 10 UTC. Entre las 21 UTC y las 04 UTC el SCM produce unas 1400 descargas NT en su trayectoria hacia el ENE. Entre las 22 UTC y las 04 UTC es prácticamente la única fuente de actividad eléctrica en el ámbito peninsular y alrededores.

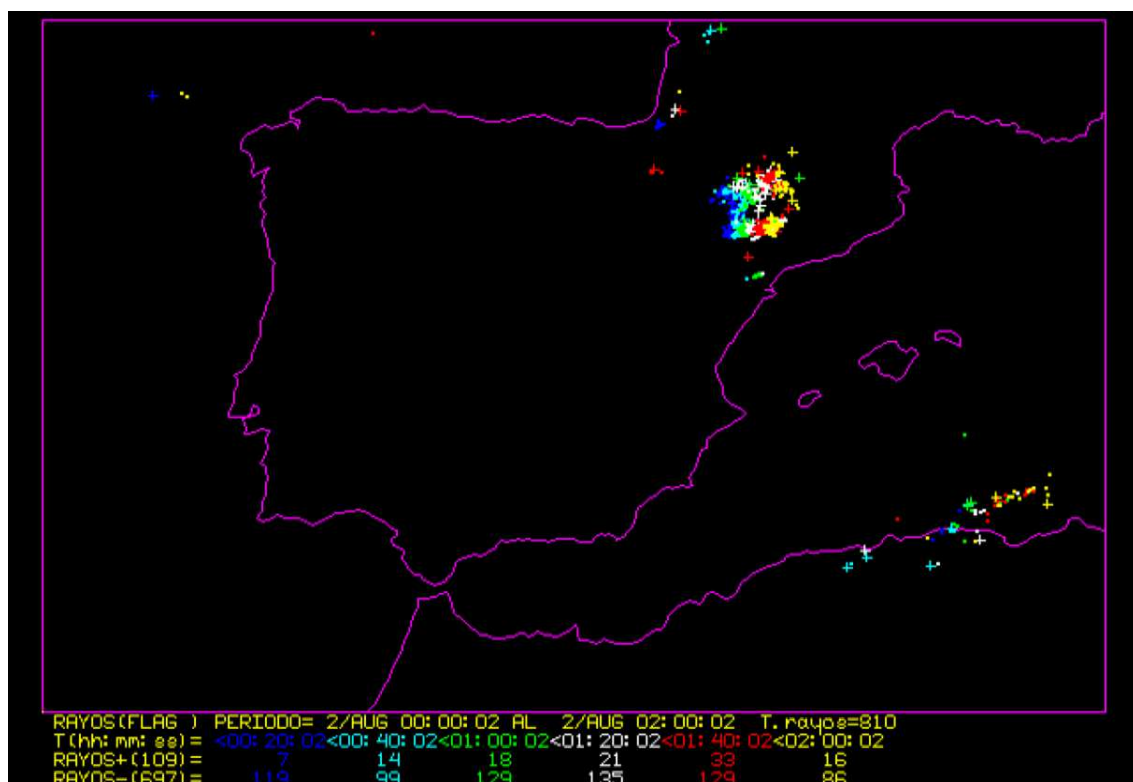


Fig. 15. Descargas NT registrados por la red de detección de descargas eléctricas de AEMET entre las 00 y las 02 UTC del día 2. Fuente: AEMET

El seguimiento de la precipitación asociada al SCM se ha realizado mediante los datos proporcionados por los radares de AEMET situados en las proximidades de Zaragoza y Barcelona.

El análisis de *loops* de imágenes del producto ZMAX del radar de Zaragoza muestra que la célula convectiva que dio origen al posterior SCM surgió a las 20:40 UTC, coincidiendo con la estimación que se ha hecho a partir de las imágenes satelitales. Nació en la comarca zaragozana de las Cinco Villas, al sudeste de la población de Ejea de los Caballeros. Pasados 20' había alcanzado ya un desarrollo espectacular (echotop, para 12 dBz, de más de 13 km) y 60 dBz de ZMAX, siendo en esos momentos la célula convectiva más potente de todas las presentes en el dominio del radar de Zaragoza (círculo de 240 km de radio). Se trataba, por lo tanto, de una tormenta de desarrollo explosivo.

En los siguientes 20' no ganó más profundidad pero sí extensión, alargándose de norte a sur con valores elevados de reflectividad y formándose de esa forma una estructura en *bow echo*. A partir de las 21:10 UTC era claramente discernible un área con valores menores de reflectividad, estratiforme (Houze, 2004), por delante del *bow echo*. Durante las siguientes horas se fue configurando claramente una línea de turbonada cada vez más larga, con orientación norte-sur, con un área “estratiforme” predominantemente delantera cada vez más extensa. Es decir, al menos durante algunos periodos de tiempo mostró el patrón clásico de *leading stratiform squall line*.

En la línea convectiva las células nuevas siempre se formaban en su extremo sur, como es habitual cuando las líneas de turbonada se mueven hacia el este. La imagen de las 01:40 UTC (Fig. 16) es paradigmática en este sentido ya que en ella se puede ver un núcleo convectivo intenso pero pequeño situado unos pocos kilómetros al norte de la ciudad de Lleida y un área estratiforme que se extiende al menos hasta el piedemonte pirenaico francés.

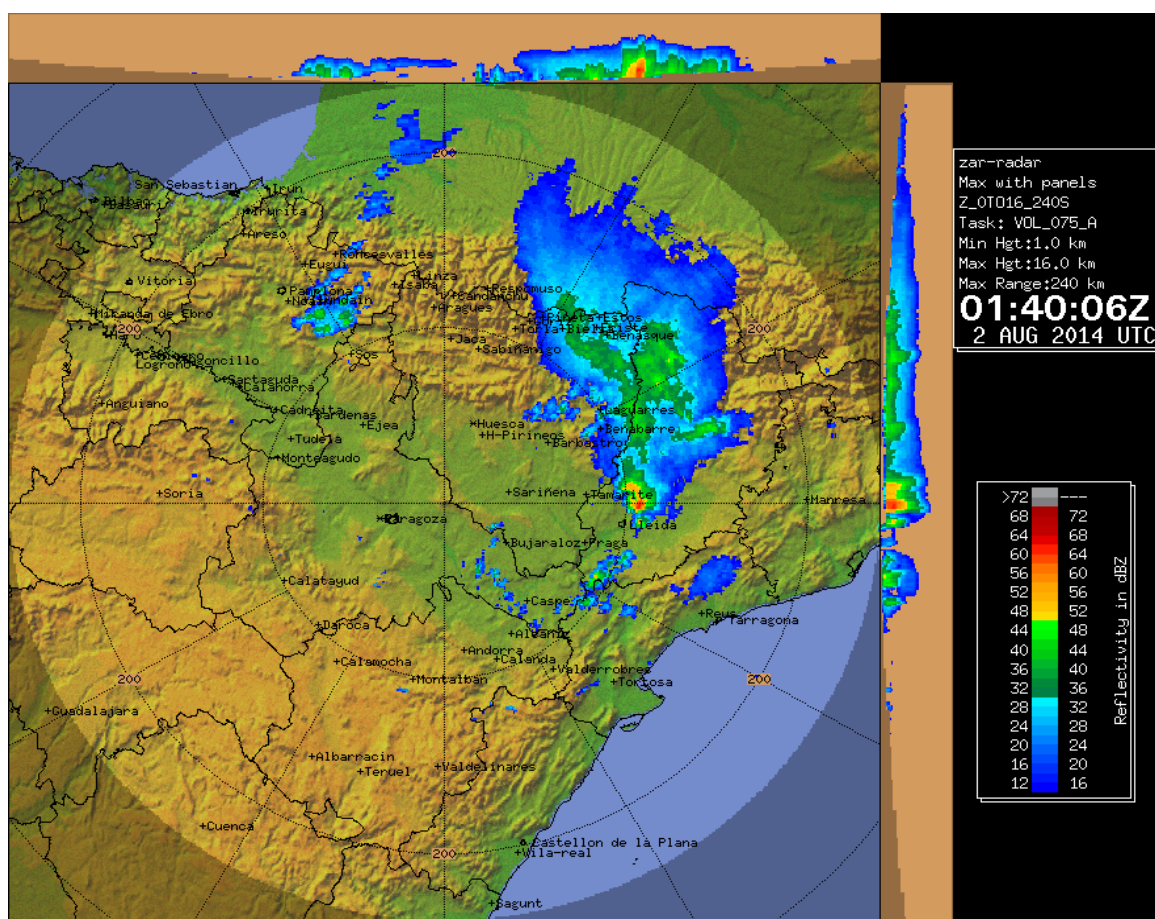


Fig. 16. Imagen de ZMAX del radar de Zaragoza a las 01:40 UTC del día 2. Fuente: AEMET

Desde el punto de vista de los métodos de observación usados, es muy interesante constatar la caída generalizada que se produjo de los valores de reflectividad en todo el dominio del radar de Zaragoza como consecuencia del paso del SCM sobre el propio emplazamiento radar a las 22:40 UTC. Esta anomalía duró hasta las 23 UTC (dos ciclos de observación radar), cuando volvieron a recuperarse los valores normales de reflectividad. Este efecto es debido a la atenuación sobre el haz radar que provoca la

acumulación momentánea de una lámina fina de agua sobre el radomo (Sempere-Torres *et al.*, 2003) (Fig. 17).

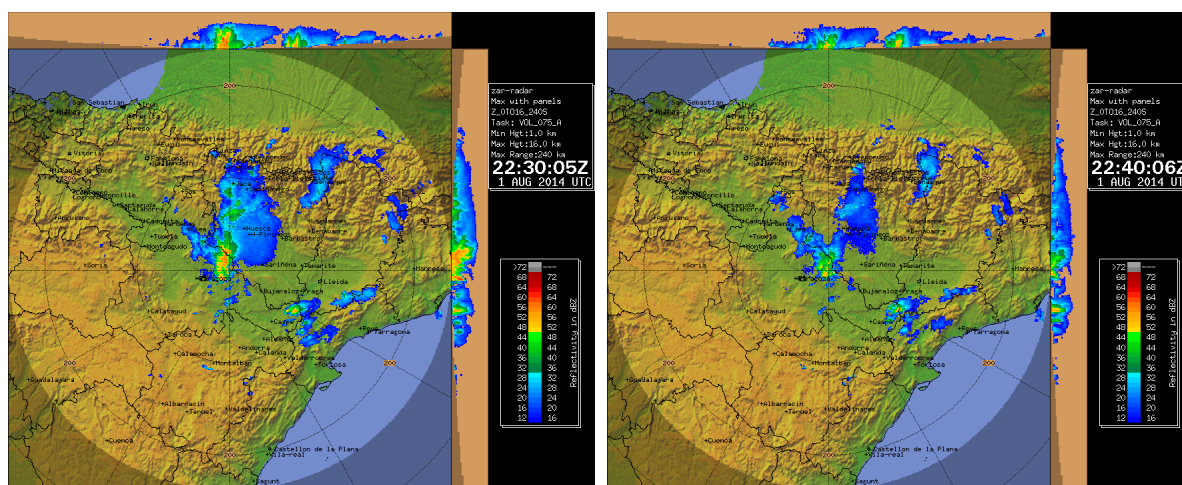


Fig. 17. Imagen de ZMAX del radar de Zaragoza a las 22:30 UTC (izda.) y a las 22:40 UTC (dcha.) del día 1. Fuente: AEMET

3.3. Tormentas de Castellón

Durante el sábado día 2 se produjeron tormentas en el norte de la provincia de Castellón que dieron lugar a crecidas repentinas en torrentes y ramblas que produjeron inundaciones locales. En este apartado se describe el nacimiento y la evolución de estas tormentas en el contexto sinóptico y mesoescalar descrito en la introducción.

Al analizar el *loop* de imágenes del radar de Valencia se observa que a las 10:30 UTC del día 2 de agosto se empezaron a formar unas células convectivas en el este de la provincia de Teruel, cerca del límite con Castellón, en una zona de alta recurrencia de formación de tormentas (Álvarez, 2012). En esta área confluyen dos factores favorables al desarrollo de convección profunda: ser una fuente elevada de calor y estar relativamente cerca del mar Mediterráneo, del cual pueden llegar flujos húmedos de niveles bajos con una cierta facilidad. A las 10:40 UTC la estructura radar 2D principal tenía ya una ZMAX de 52 dBz y a las 11:10 UTC alcanzaba los 62 dBz, lo que muestra que las condiciones meteorológicas eran propicias al desarrollo rápido de convección profunda. A esa hora esta estructura ya producía abundantes descargas NT y probablemente granizo, según diagnóstico automático realizado a partir de los volúmenes radar (San Ambrosio, 2005). El análisis radar automático de las estructuras 2D está descrito en Triviño y Martín (2003).

Lo más interesante de este episodio es que esta célula convectiva inicial y las nuevas que se formaron en el interior norte de Castellón y extremo sur de Tarragona se fueron trasladando individualmente, y también propagando en conjunto, hacia el ENE. Así, fueron afectando progresivamente, primero al prelitoral y luego al litoral de estas provincias, y en consecuencia, a zonas más pobladas y de mayor riesgo.

En el este de la provincia de Teruel se formaron también nuevas células que, sin embargo, se movieron hacia el norte. En efecto, entre las 11:30 y las 11:40 UTC se produjo nuevamente un *storm-splitting* de la célula convectiva principal (se ha visto ya este fenómeno tanto al describir la segunda tormenta que afectó a Zaragoza el día 1

como el SCM nocturno), situada a esa hora sobre la montañosa comarca del Maestrazgo (Fig. 18). La célula situada más al norte, a la izquierda según el flujo rector del SW, sobre los 700 hPa, se trasladó hacia el NNE mientras que la situada a la derecha lo hizo hacia el este, e incluso hacia el SE, llegando al mar a las 13:20 UTC. Es decir, desde su surgimiento en las altas tierras del sudeste de Teruel hasta su llegada a las costas castellonenses transcurrieron unas 3 horas. Respecto a la primera célula, la de traslación anómala, solo cabe comentar aquí que llegó hasta el sur de la provincia de Zaragoza.

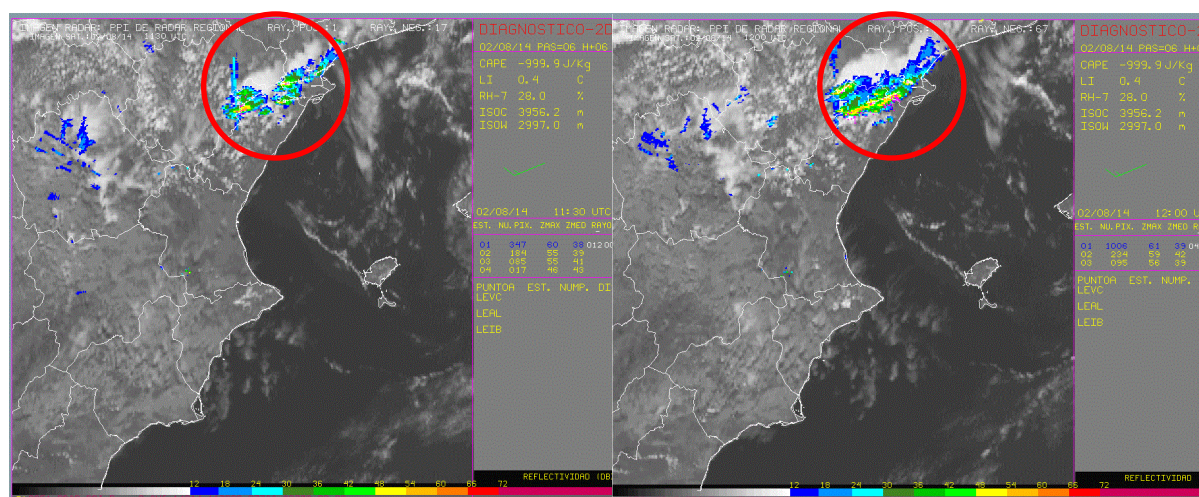


Fig. 18. Análisis 2D del radar de Valencia. Izquierda: 11:30 UTC. Derecha: 12 UTC. Enmarcada en rojo, la célula convectiva que sufre el *splitting*. Fuente: AEMET

Las células tormentosas individuales que surgieron desde las 10:30 UTC en el sector donde confluyen las provincias de Teruel, Castellón y Tarragona se distribuyeron inicialmente en las imágenes radar formando una línea casi recta que se extendía desde el Maestrazgo o interior norte de Castellón hasta Ulldecona o Alcanar, en el extremo sur de Tarragona. Esa línea se trasladó de oeste a este entre las 12 y las 13 UTC. Sin embargo, a partir de esa hora las nuevas células convectivas se fueron desarrollando sin configurar ninguna forma claramente definida sino formando un conglomerado o *cluster* de tormentas, todas nacidas en el norte de Castellón, y por tanto, ligadas necesariamente a algún tipo de zona de convergencia mesoescalar en niveles bajos. También se debe recordar que la presencia de tormentas genera microfrentes de racha que al interaccionar entre ellos, con los flujos a micro o mesoscala y con la orografía, disparan nuevas células convectivas (Pascual, 2006), llamadas de segunda generación.

El “sarpullido” de células convectivas sobre el norte de Castellón estuvo presente hasta las 17 UTC, cuando, de nuevo, empezaron a surgir tormentas en el Maestrazgo turolense, que se trasladaban al interior de Castellón y daban lugar a otras células secundarias. Los últimos ecos radar en el norte de Castellón se registraron a las 21:30 UTC, lo cual implica que durante 11 horas seguidas la atmósfera en dicha área, al igual como pasó en buena parte de Cataluña y Aragón, debió ser muy inestable.

La herramienta de diagnóstico y *nowcasting* de SCM (Riosalido *et al.*, 1998) no llegó a clasificar como SCM a una gran estructura en la imagen IR (10.8 μm) de Meteosat-10 presente entre las 12 UTC y las 13:30 UTC sobre el área de estudio, debido a que el área con toques nubosos con temperatura de brillo inferior a -56°C no alcanzó las dimensiones suficientes (Fig. 19). Sin embargo, la forma de la estructura en

las imágenes de satélite, sus dimensiones (era en aquel momento la mayor estructura visible en el ámbito de la península Ibérica y el Mediterráneo Occidental) y la línea recta de intensas células convectivas que subyacía, sugieren que se podría considerar como un pequeño SCM de topos relativamente cálidos (con valores muy alejados de los -70°C del SCM de la noche anterior).

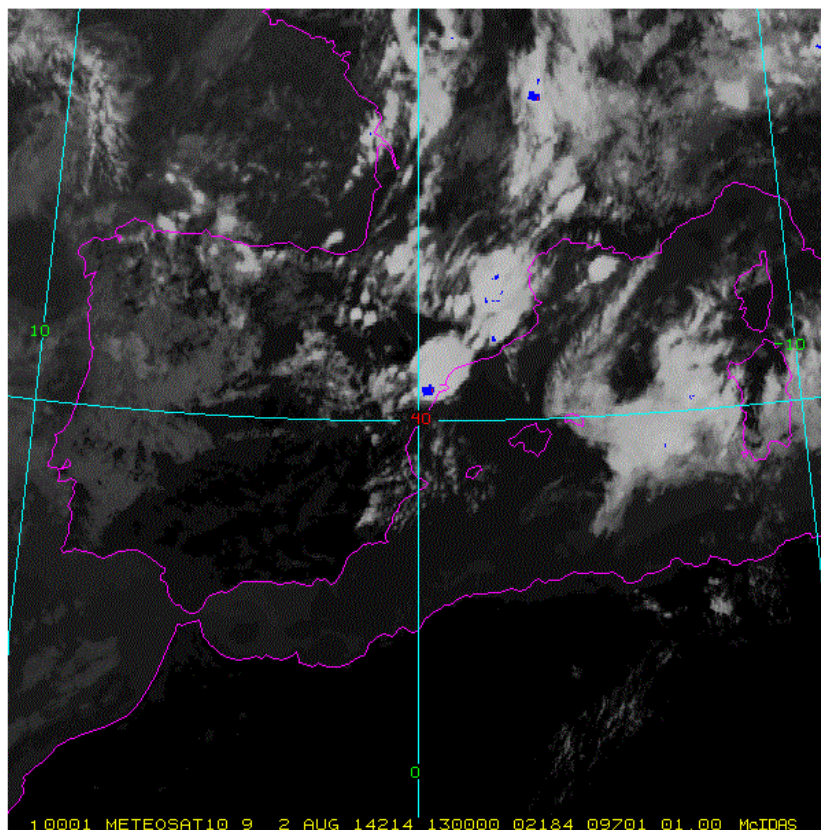


Fig. 19. Imagen del canal IR ($10.8\ \mu\text{m}$) del Meteosat-10 de las 13 UTC del día 2 con realce Previmet e identificación automática de SCM. En rojo, píxeles con temperatura de brillo comprendidas entre -56°C y -60°C . Fuente: AEMET

Aunque no se dispone de datos concretos de observación asociados a todas las innumerables células convectivas del episodio, sin duda las precipitaciones fuertes o muy fuertes, el granizo, incluso de gran tamaño, y las rachas fuerte de viento debieron estar presentes con frecuencia dadas las elevadísimas reflectividades radar que se registraron. Muchas células superaron los 60-62 dBz y los valores máximos estuvieron por encima de los 65 dBz en varias ocasiones. A las 19:10 UTC una célula situada en el prelitoral de Castellón alcanzó unos muy notables 72 dBz. El módulo de diagnóstico de granizo (San Ambrosio, 2005) estableció para esa célula la presencia probable de granizo de diámetro superior a 2 cm.

Las primeras descargas eléctricas se produjeron entre las 10:40 y las 11 UTC y las últimas poco antes de las 20 UTC. A partir de las 11 UTC creció bruscamente el número de rayos en la zona, al igual como sucedía en todo el cuadrante nordeste peninsular (Fig. 20). A diferencia de lo que ocurre con los rayos asociados al SCM nocturno, la distribución espacio-temporal de éstos durante la tarde-noche del día 2 en el norte de Castellón, este de Teruel y sur de Tarragona, no permite hacer un seguimiento preciso de las tormentas dado su carácter disperso y al mismo tiempo recurrente en el espacio en cuanto a la formación de nuevos focos tormentosos. A lo

sumo, se observa una cierta tendencia al desplazamiento de las tormentas hacia el este y hacia el sur, tal como se confirma con las imágenes radar.

Lo que es evidente tras el análisis de los datos de rayos es su elevada frecuencia. Como ejemplo de área especialmente afectada por la actividad convectiva, se puede señalar que en un círculo de 20 km de radio entorno a la localidad de Albocàsser, en el interior norte de Castellón, se registraron entre las 11 y las 19 UTC, 1206 descargas, la inmensa mayoría de ellas de signo negativo. De estas descargas, 907 se registraron en tan solo 3 horas, entre las 12 y las 15 UTC, asociadas en parte al mini SCM observado en las imágenes de satélite.

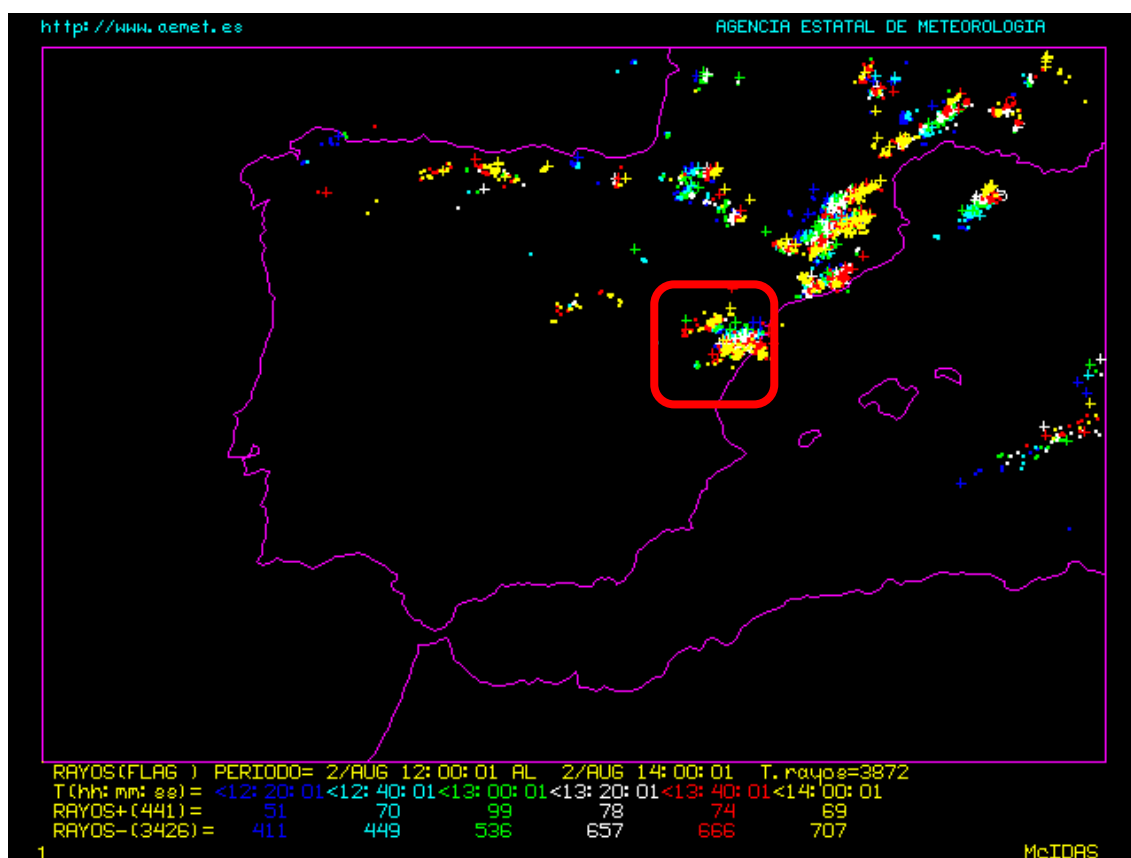


Fig. 20. Descargas NT registradas el día 2 entre las 12 y las 14 UTC en el entorno de la península Ibérica. Está enmarcada en rojo el área de norte Castellón/este de Teruel/sur de Tarragona. Fuente: AEMET

Respecto al porqué del continuo desarrollo de tormentas en el norte de Castellón/este de Teruel, hay que buscar las causas en la combinación del paso lento de la vaguada/frente frío en altura (Fig. 21) que había empezado a cruzar la península durante el viernes día 1 y la presencia de una zona de convergencia del flujo de humedad muy marcada en niveles bajos que se extiende desde Castellón hasta el norte de Cataluña (Fig. 22). Estos factores, los mismos que a mesoscala soportaron la convección profunda de Cataluña y Aragón del mismo día, son recurrentes en el desarrollo de la convección profunda.

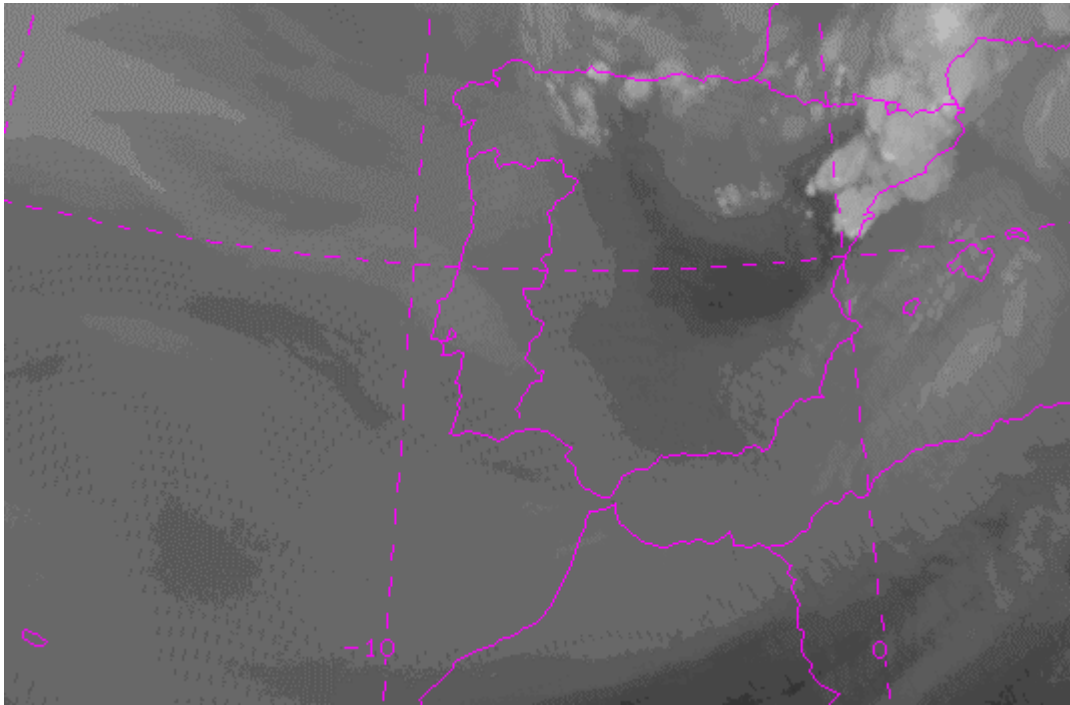


Fig. 21. Imagen del canal WV ($6.2\ \mu\text{m}$) del Meteosat-10 del día 2 a las 15 UTC. Fuente: AEMET

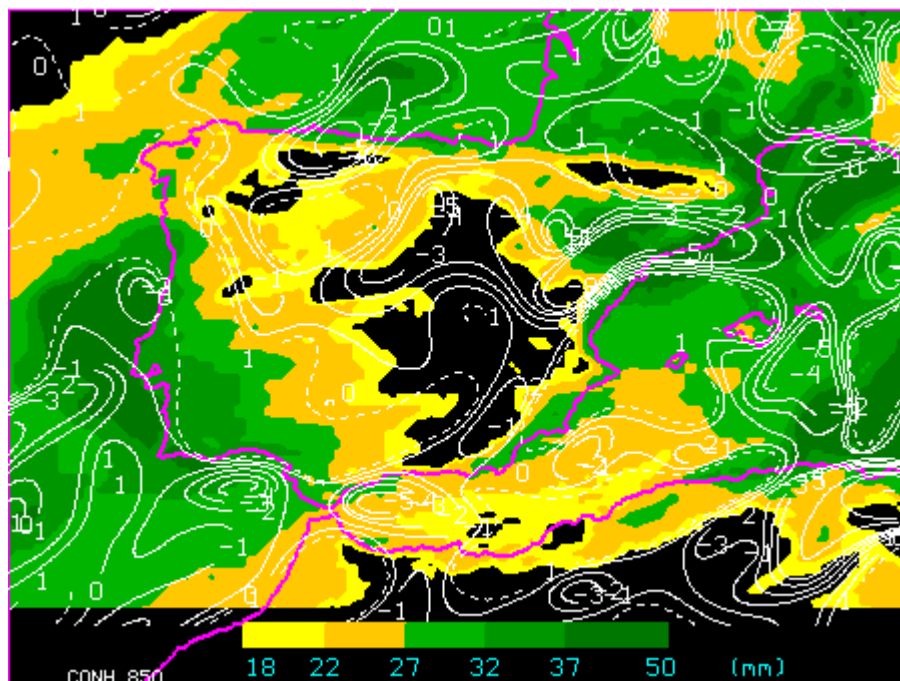


Fig. 22. Campos de convergencia del flujo de humedad en 850 hPa (contorneado) y agua precipitable (sombreado) previstos por el modelo del CEPPM del día 2 a las 00 UTC para las 15 UTC. Las isólinas continuas (valores negativos) indican convergencia. Fuente: AEMET

3.4. Inundaciones en Llorac y Conesa (Tarragona)

El episodio de tormentas tuvo especial incidencia en Cataluña el día 2 de agosto en el norte de la comarca de la Conca de Barberà (prelitoral de Tarragona), donde se registraron 164,2 mm en 6 horas en la localidad de Llorac (de los cuales 94 mm se produjeron en 1 hora). En dicha comarca, especialmente en la localidad de Conesa se produjeron graves inundaciones. La formación de tormentas se produjo a lo largo de la misma línea de convergencias que formó las tormentas que afectaron Alcañiz y Benicarló. El inicio de la convección se dio en torno a las 10 UTC en las cercanías de Reus (en el litoral norte de Tarragona) y al sureste de las localidades más afectadas. Las intensas acumulaciones de precipitación en dicha zona se pueden explicar mediante dos factores que se solaparon en espacio y tiempo: una elevada intensidad de precipitación junto con la estacionariedad del fenómeno.

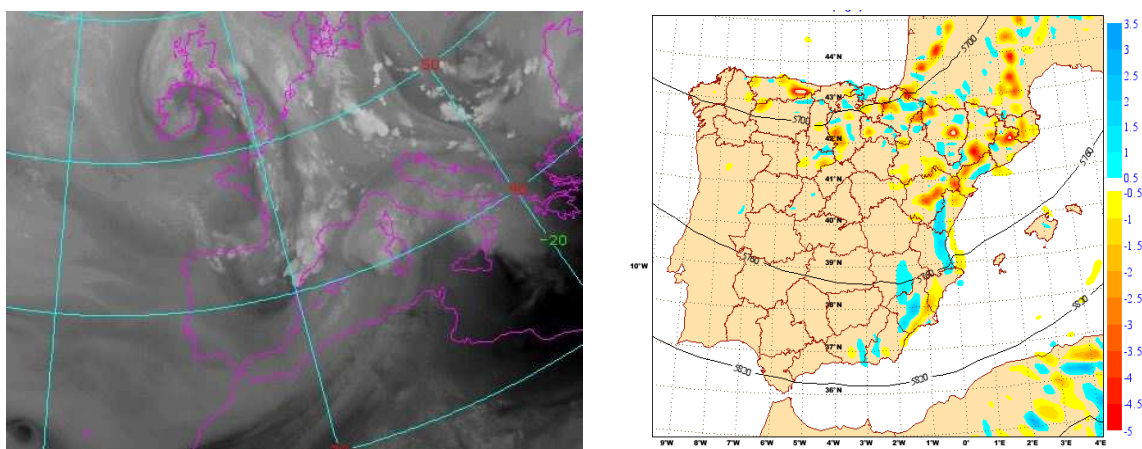


Fig. 23. Canal WV del Meteosat-10 el 2 de agosto de 2014 a las 15 UTC y predicción de la velocidad vertical a 500 hPa del CEPPM de las 00 UTC a la misma hora. Fuente: AEMET

El realce de las precipitaciones a las 14 UTC en Conesa y Llorac parece responder a dos motivos principales de diferente escala. El primero fue el desplazamiento de la zona de convergencias a mesoscala y hasta alcanzar la pequeña zona de la Obaga, cerca de Conesa (Fig. 23). Esta elevación de la línea de convergencias permitió iniciar la convección al alcanzarse el nivel de convección libre. El segundo factor consistió en la llegada de un vórtice de alta baroclinicidad en niveles altos (Fig. 25) con un hundimiento de la tropopausa tras dicho vórtice. Este hundimiento de la tropopausa elevó el aire inmediatamente delante de él e inyectó aire frío en altura permitiendo así que se dieran importantes ascensos en niveles medios (Fig. 26).

El momento y lugar de máxima intensidad de precipitación coincidió con el momento en que interaccionaron en la vertical los dos factores. El efecto de dicha interacción se observa perfectamente en la secuencia de CLWC (Cloud Liquid Water Content) a lo largo de un perfil vertical perpendicular a la costa catalana, donde se observa como el máximo de CLWC en la zona costera se ve obligado a ascender entre las 12 UTC y las 18 UTC en la zona de mayor precipitación (Fig. 24). Esta interacción entre niveles bajos y medios-altos se observó también, con distintos mecanismos de elevación, durante las inundaciones de Aguilar de la Frontera (Córdoba) en el 2010 estudiadas por Sanchez-Laulhé *et al.*, 2014.

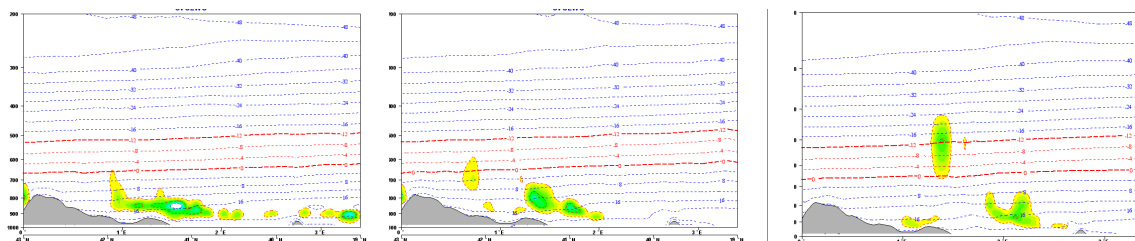


Fig. 24. Predicción del perfil vertical de CLWC (sombreado) y temperatura (contorneado) del CEPPM de las 00 UTC sobre la perpendicular de la costa en Tarragona el 2 de agosto para las 12 UTC (izda.), 15 UTC (centro) y 18 UTC (dcha.). Fuente: AEMET

Una vez determinado el mecanismo de intensificación de la precipitación, se ha analizado el factor que favoreció la estacionariedad de la convección. El análisis detallado de las imágenes del radar de Cataluña muestra en la zona un sistema multicelular en el que la generación de nuevas células se fue produciendo en sentido opuesto a la dirección de propagación. A diferencia de otros sistemas convectivos cercanos que se fueron propagando lentamente, el sistema multicelular de Conesa y Llorac se mantuvo estacionario entre las 12 UTC y las 17 UTC (5 horas) con el paso de múltiples células sobre la misma zona.

Efectivamente, los datos en la estación meteorológica automática de Llorac muestran que antes del evento había un viento sostenido y poco racheado del WNW, que viró de golpe con las primeras precipitaciones a las 12 UTC a la par que arreciaron las rachas. Simultáneamente, se produjo una importante bajada de las temperaturas en dos fases, de 23 °C a 16 °C en apenas 20 minutos. Estos dos descensos podrían indicar que dichas rachas se debieron a la corriente fría descendente de las tormentas de alrededor (Fig. 25). Como se puede observar, el viento que se instauró no era muy estable en dirección pero en promedio provenía del ENE, justo opuesto al viento rector en 700 hPa que se ajustaba muy bien a la dirección de propagación de las tormentas. De este modo, durante más de cuatro horas las tormentas se fueron generando al oeste/sudoeste de la Obaga del río Corb, cerca de Conesa, mientras que se desplazaban hacia el ENE. Esto hizo que varias células convectivas de fuerte intensidad fueran cruzando sucesivamente las zonas de Conesa y Llorac (efecto de tren convectivo).

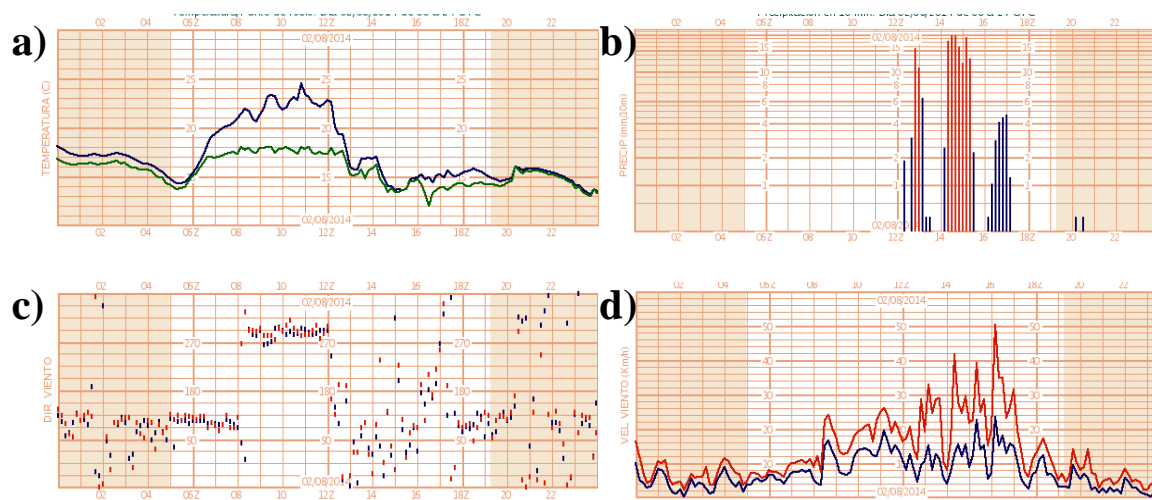


Fig. 25. Datos de a) temperatura y punto de rocío, b) precipitación, c) dirección del viento y rachas, y d) velocidad del viento medio y las rachas para la estación de Llorac el día 2 de agosto de 2014. Fuente: AEMET

4. Observaciones

A continuación se describen brevemente y de forma cronológica los efectos en superficie de las tormentas que fueron más relevantes, basándose principalmente en observaciones y datos recogidos por AEMET (red de estaciones meteorológicas automáticas (EMAS) y colaboradores), red de EMAS del Servei Meteorològic de Catalunya y de Meteoclimatic, red de estaciones de los SAIH (Sistema Automático de Información Hidrológica) del Ebro y del Júcar, noticias de periódicos, y fotos y datos recogidos en *Twitter* y otros foros.

1 de agosto

Las tormentas que causaron daños más importantes se desarrollaron a lo largo de la tarde en las provincias Zaragoza y Huesca, reactivándose durante la noche (SCM) e incluso descargando en lugares ya afectados previamente.

La supercélula que afectó a Zaragoza capital produjo una tromba de agua a las 14:30 UTC que dejó 7,2 mm en 10 minutos, a la vez que granizo de considerable tamaño (superior a 2 cm de diámetro), con rachas de viento superiores a 25 km/h (se registró una racha a las 15 UTC de 65 km/h). El resultado fueron calles anegadas, caída de ramas, la caída de un falso techo y en total más de 40 actuaciones del servicio de bomberos. Asimismo, en la ciudad se produjo una caída de la temperatura de 34 a 22 °C entre las 14 y las 15 UTC coincidiendo con el paso de la supercélula y la descarga fría.

Más tarde esta tormenta se desplazó en dirección NNE hacia la provincia de Huesca, afectando a municipios del Bajo Gállego, al seguir el valle del río. Fue especialmente virulenta en la localidad de Zuera a las 15 UTC donde en 35 minutos cayeron 65 mm, con una fuerte granizada (pedrisco de diámetro superior a 5 cm). El resultado fueron cosechas destrozadas, daños en todos los tejados de la población, árboles, cristales y lunas de algún vehículo rotos. Media hora más tarde afectaba a Alcalá de Gurrea, con destrozos semejantes.

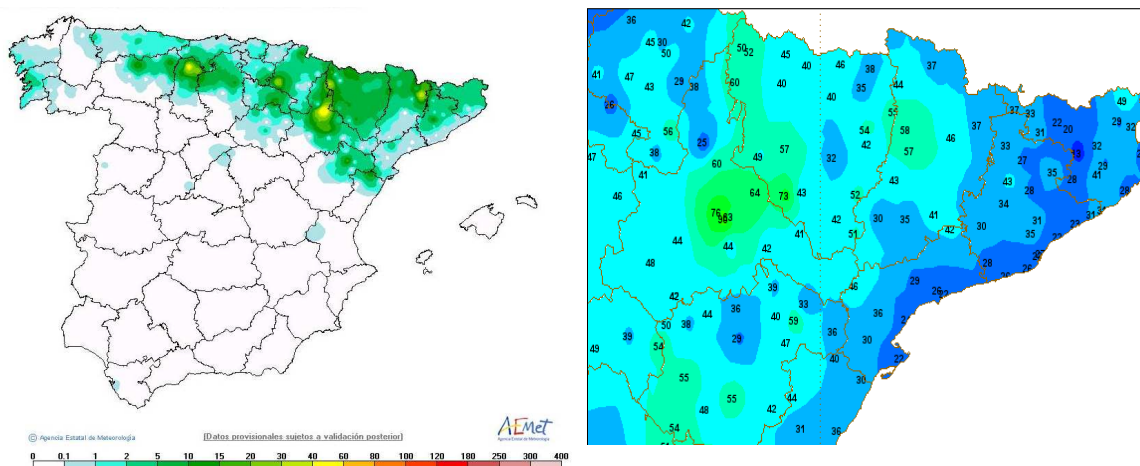


Fig. 26. Resumen de las observaciones de la red de estaciones automáticas de AEMET. Izquierda: precipitaciones entre las 00 UTC del 1 de agosto y las 00 UTC del 2 de agosto. Derecha: rachas máximas en 24 horas del 1 de agosto. Fuente: AEMET

A lo largo de la tarde se desarrollaron más células tormentosas en la mitad norte de la provincia de Zaragoza y en Huesca, entre ellas el SCM que se prolongó durante la madrugada, así como las que se produjeron al norte del Sistema Ibérico en Teruel, predominantemente en el Bajo Aragón, y que más tarde alcanzaron al norte de Castellón y sur de Tarragona. En puntos de estas zonas se recogieron más de 40 mm, como en Castejón de Valdejasa (Zaragoza), donde el paso del SCM deja 65 mm en tan sólo una hora, 54 mm en Ardisa (Zaragoza) o Monroyo (Teruel), con 44 mm provocados por una tormenta en torno a las 13 UTC (Fig. 26). En torno a las 16:30 UTC la ciudad de Zaragoza se volvió a ver afectada por otra tormenta (célula derecha proveniente del *storm-splitting*), que dejó menos desperfectos.

A su vez en Cataluña se generalizaron las tormentas durante la tarde, siendo más eficientes sobre todo en el Pirineo central, donde se recogieron entre 20 y 30 mm en múltiples estaciones.

La actividad eléctrica (Fig. 27) fue muy intensa tanto en Aragón como en Cataluña y norte de Castellón (según la red de detección de rayos de AEMET, más de 6000 rayos en 12 horas).

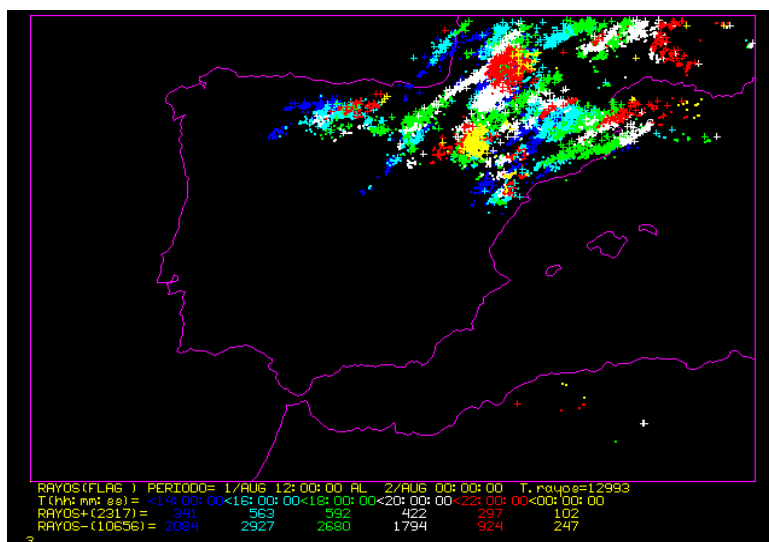


Fig. 27. Descargas NT registradas por la red de detección de descargas eléctricas de AEMET entre las 12 UTC del 1 y las 00 UTC del 2 de agosto. Fuente: AEMET

2 de agosto

Durante la noche del viernes 1 y la madrugada del sábado 2 se formó la línea de tormentas (*turbonada* o *bow echo* asociado al SCM) que atravesó la provincia de Huesca y continuó hasta Lleida, afectando a Lleida capital en torno a las 01 UTC. Dicha línea se permaneció activa durante la madrugada, afectando a distintas comarcas con lluvia y granizo pero sin consecuencias relevantes. El SCM se alejó por el noreste de la provincia.

La convección fue remitiendo a lo largo de la mañana y en torno a las 09 UTC volvían a aparecer los chubascos y tormentas, especialmente importantes en Cataluña, aunque también en el norte de Castellón y en Aragón (Fig. 28). También fueron en muchos casos con granizo y acompañadas de una notable actividad eléctrica.

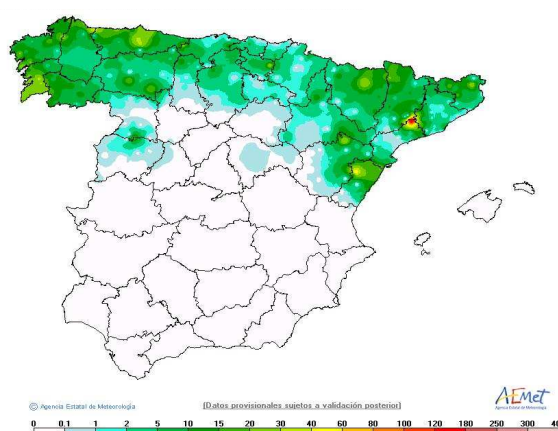


Fig. 28. Resumen de precipitaciones por la red de estaciones automáticas de AEMET entre las 00 UTC del 1 de agosto y las 00 UTC del 2 de agosto. Fuente: AEMET

En Cataluña, las lluvias y tormentas se originaron en las inmediaciones de Reus (Tarragona) a lo largo de una línea de convergencias de viento. Se fueron desplazando desde las comarcas de Tarragona hasta el noreste de Girona, pasando por la comarca del Baix Llobregat (Barcelona), donde también llovió y granizó a lo largo del día de forma significativa provocando el desbordamiento de rieras, pequeñas inundaciones de bajos, cortes en la línea de cercanías y caída de árboles que requirieron frecuentemente la actuación de los bomberos. Pero sin duda la tormenta más relevante es la que tuvo lugar al norte de la comarca de Conca de Barberà, en Tarragona, por su carácter estacionario y su eficiencia. En el pluviómetro de Savalla del Comtat se recogieron 106,4 mm, y en Llorac hasta 165,2 mm en menos de 6 horas. La consecuencia más grave ocurrió en el municipio de Conesa, donde se desbordaron tres rieras cercanas tras caer 200 mm en 2 horas, provocando que el agua arrastrase varias paradas de una feria y múltiples vehículos.

Por otro lado, al inicio de la tarde se volvieron a reactivar las tormentas en Lleida. El granizo (de entre 1 y 2 cm de diámetro) y las fuertes lluvias asociadas, afectaron a las comarcas de la Segarra, el Segrià, la Noguera, las Garrigues y la Pla d'Urgell produciendo importantes daños en los cultivos, especialmente en los frutales. Las tormentas dejaron registros de precipitación importantes en la provincia de Lleida,

todos ellos en 30 minutos: Vilanova de Segrià (Segrià), 20,1 mm; Algerri (Noguera), 22,4 mm; Cadí Nord-Prat d'Aguiló (Cerdanya), a una altura de 2.143 metros, 24,9 mm; y finalmente en Alinyà (Alt Urgell), donde en 10 minutos se registraron 15 mm. En Benavent de la Conca (Pallars Jussà) se registraron 74,8 mm en 24 horas.

En Castellón, las tormentas que se desarrollaron durante la tarde dejaron registros notables. En Castellfort se recogieron hasta 48,9 mm en 24 horas. En Benafigos se registraron 42 mm en tan sólo 45 minutos. En Catí cayeron 32 mm en una hora. La lluvia y el granizo afectaron a diversas localidades del litoral castellonense, pasando una de las tormentas por Vinaroz y afectando otra a Benicarló con especial virulencia antes de salir al mar. En esta localidad se registraron en menos de media hora 25 mm de agua y piedra acompañados de fuertes rachas de viento que llegaron a alcanzar picos de hasta 105 km/h. La intensidad de la lluvia inundó pasos subterráneos, quedando un coche atrapado cuyos ocupantes fueron rescatados sin tener que lamentar víctimas.

A su vez, en Aragón las tormentas también dejaron registros importantes aunque menos destacables que la jornada anterior. Una de las tormentas de Teruel afectó en torno a las 14 UTC al Bajo Aragón, en concreto al Bajo Martín, en especial a Híjar, donde se registró a su paso una racha de 94 km/h, y en Samper de Calanda, donde se registraron 40 mm en una hora, dejando campos y carreteras anegadas en la comarca.

En el resto de Aragón se volvieron a repetir las tormentas, dejando acumulaciones notables sobre todo en el Pirineo oscense, destacando los 77 mm en 24 horas de Mediano.

5. Conclusiones

El paso de una estructura sinóptica favorable al desarrollo de convección profunda y organizada por la península Ibérica durante los días 1 y 2 de agosto de 2014 tuvo como consecuencia la aparición, en muchas zonas de las comunidades autónomas de Aragón, Cataluña y Valencia, de tormentas con múltiples fenómenos adversos asociados: precipitaciones fuertes o muy fuertes, granizo de gran tamaño y rachas muy fuertes de viento además de una elevada número de rayos.

Los detalles mesoescalares como el paso de ondas cortas embebidas en una gran vaguada atlántica, máximos de viento e niveles altos y zonas de convergencia en niveles bajos determinaron la localización espacio-temporal de las tormentas más intensas, incluso severas.

Desde el punto de vista de la predicción operativa es importante identificar esas estructuras mesoescalares en los campos previstos por los modelos numéricos y, de cara al *nowcasting*, también su detección en las imágenes satelitales y de radar.

El paso de la gran vaguada y el frente frío asociado en niveles altos dio lugar a la aparición de varias supercélulas y sistemas convectivos de mesoscala además de múltiples células tormentosas ordinarias. La orografía y la relativa cercanía del mar Mediterráneo también jugaron un papel fundamental en la localización precisa de las tormentas más intensas y su grado de movilidad.

6. Bibliografía

- Álvarez, E., Espejo, F., Cortés, F. J., Lafragüeta, C. y R. Serrano, 2011. Caracterización sinóptica de los procesos convectivos en el interior del nordeste peninsular. Nota Técnica nº 3 de la Delegación Territorial en Aragón. Agencia estatal de Meteorología. NIPO: 784-11-008-8.
- Aran M., Peña J. C. y M. Torà, 2011. Atmospheric circulation patterns associated with hail events in Lleida (Catalonia). *Atmos. Res.*, **100**, 428–438.
- Davies-Jones, R., 2015. A review of supercell and tornado dynamics. *Atmos. Res.*, **158-159**, 274-291.
- Doswell, C. A. III, 1982. The operational meteorology of convective weather (Vol. 1): Operational mesoanalysis. *NOAA Tech. Memo.* 158 pp.
- Doswell III, C. A. y D. Burgess, 1993. Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction and Hazards, *Geophys. Monogr.*, No. 79, Amer. Geophys. Union, 161-172.
- Doswell III, C. A., Brooks H. E. y R. A. Maddox, 1996: Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560–581.
- Doswell III C. A., Ramis, C., Romero, R. y S. Alonso, 1998: A Diagnostic Study of Three Heavy Precipitation Episodes in the Western Mediterranean Region. *Wea. Forecasting*, **13**, 102–124.
- Edwards, R., Thompson, R. L. y C. M. Mead, 2004. Assessment of anticyclonic supercell environments using close proximity soundings from the RUC model. *22d Conf. on Severe Local Storms*, Hyannis, MA, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, P1.2.
- García-Legaz, C. y F. Valero (eds.), 2013. *Fenómenos meteorológicos adversos en España*. AMV Ediciones. 373 pp.
- García-Ortega, E., López, L. y J. L. Sánchez, 2011. Atmospheric patterns associated with hailstorm days in the Ebro Valley, Spain. *Atmos. Res.*, **100**, 401–427.
- García-Ortega, E., Merino, A., López, L. y J. L. Sánchez, 2012. Role of mesoscale factors at the onset of deep convection on hailstorm days and their relation to the synoptic patterns. *Atmos. Res.*, **114-115**, 91–106.
- Houze, R. A., 2004. Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.*, **42**, RG4003, doi: 10.1029/2004RG000150.
- Kunz, M., Sander, J. Y Ch. Kottmeier, 2009. Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. *Int. J. Climatol*, **29**, 2283–2297.
- Llasat, M. C., Llasat-Botija, M., Rodriguez, A. y S. Lindbergh, 2010. Flash floods in Catalonia: a recurrent situation. *Adv. Geosci.*, **26**, 105–111.

- López, L., García-Ortega, E. y J. L. Sánchez, 2007. A short-term forecast for hail. *Atmos. Res.*, **83**, 176–184.
- López, L. y J. L. Sánchez, 2009. Discriminant methods for radar detection of hail. *Atmos. Res.*, **93**, 358–368.
- Markowski, P. y Y. Richardson, 2010. *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Willey-BlackWell. 430 pp.
- Martín, F., Elizaga, F., Carretero, O. e I. San Ambrosio, 2001. Diagnóstico y predicción de la convección profunda. Nota Técnica STAP N° 35. INM. Documento interno.
- Martín Vide, J y J. Olcina, 2001. *Climas y tiempos de España*. Alianza Editorial. 264 pp.
- Mateo, J., Ballart, D., Brucet, C., Aran M., y J. Bech, 2009. A study of a heavy rainfall event and a tornado outbreak during the passag of a squall line over Catalonia. *Atmos. Research*, **93**, 131-146.
- Olcina, J., 1994. *Riesgos climáticos en la Península Ibérica*. Acción Divulgativa. 440 pp.
- Pascual, R., A. Callado y M. Berenguer, 2004. Convective storm initiation in central Catalonia. *Proc. Third European Conf. on Radar Meteorology and Hydrology*, Visby, Sweden, 6-10 September 2004.
- Pascual, R., 2005. Convective storm initiation in Western Catalonia: characteristics and uncertainties of the methodology used. *Proc. World Weather Research symposium on Nowcasting and very short range forecasting*, Toulouse, France, 5-9 September 2005.
- Pascual, R., 2006. Somera revisión del estudio del inicio de la convección. Algunos trabajos realizados en el INM. *Calendario Meteorológico 2006*. INM.
- Pérez, F. y C. Zancajo, 2008. La frecuencia de las tormentas eléctricas en España. *Boletín de la Asociación Meteorológica Española*, **21**, 37-44.
- Quirantes, J. A., 2008. Nociones básicas sobre supercélulas. <http://www.divulgameteo.es/uploads/Supercélulas.pdf>.
- Quirantes, J. A., Riesco, J. y J. A. Núñez, 2014. Características básicas de las supercélulas en España. Nota técnica de AEMET.
- Riesco, J., Mora, M., de Pablo F. y L. Rivas, 2014. Regimes of intense precipitation in the Spanish Mediterranean area. *Atmos. Research*, **137**, 66-79.
- Riosalido, R., Eliazaga, F., Carretero, O. y F. Martín, 1998. Climatología satélite de sistemas convectivos de mesoescala en las proximidades de la península Ibérica: Aplicación a la predicción de lluvias torrenciales. Nota Técnica STAP N° 29. INM. Documento interno.

Rodríguez, F. J., 2013. Tormentas. Curso del Grupo de Predicción y Vigilancia de Fenómenos Adversos de Aragón para Grupo de Levante. Documento Interno de AEMET.

Romero, R., Ramis, C., Alonso, S., Doswell III, C.A. y D. J. Stensrud, 1998. Mesoscale Model Simulations of Three Heavy Precipitation Events in the Western Mediterranean Region. *Mon. Wea. Rev.*, **126**, 1859–1881.
doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1998\)126<1859:MMSOTH>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1998)126<1859:MMSOTH>2.0.CO;2)

Romero, R., Sumner, G., Ramis, C. y A. Genovés, 1999. A Classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *Int. J. Climatol.*, **19**, 765–785.

San Ambrosio, I., 2005. Módulo para la estimación de granizo basado en datos radar. Nota Técnica STAP N° 44. INM. Documento interno.

Sánchez, J. L., Fernández, M. V., Fernández, J. T., Tudurí, E. y C. Ramis, 2003. Analysis of mesoscale convective systems with hail precipitation. *Atmos. Res.* **67–68**, 573–588.

Sanchez-Laulhé, J. M., Riesco, J., Polvorinos, F., y J. D. Soriano, 2014. Synoptic and mesoscale environments associated with the heavy local rainfall on 16 August 2010 in the south of the Iberian Peninsula. *Thetys*, **11**, 13–23.

Sempere-Torres, D., Sánchez-Diezma, R., Berenguer, M., Pascual, R., y I. Zawadzki, 2003. Improving radar rainfall measurement stability using mountain returns in real time. *Proc. 31st Conference on Radar Meteorology*, Seattle, USA, 6–12 August 2003.

Torà, M., 2005. El projecte de lluita contra la pedra a Lleida. *XII Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè*, Barcelona, España, 25 Noviembre 2006.

Triviño, M. C. y F. Martín, 2003. Identificación y seguimiento automático de estructuras convectivas a partir de datos de radares meteorológicos. Nota Técnica STAP N° 39. INM. Documento interno.

7. Agradecimientos

A Crispín Parra, buen aficionado a la meteorología de las comarcas de Tarragona, por sus aportaciones en referencia a la tormenta de la Conca de Barberà.

8. Acrónimos

CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CEPPM	Centro Europeo de Predicción a Plazo Medio
CIZ6	Cizalladura vertical en los primeros 6 km
CLWC	<i>Cloud Liquid Water Content</i>
DVIL	Densidad de VIL
EMAS	Red de Estaciones Meteorológicas Automáticas
HRV	Canal visible de alta resolución del satélite Meteosat-10

IR	Canal 10.8 μm infrarrojo del satélite Meteosat-10
K	Índice de inestabilidad K
LI	<i>Lifted Index</i>
NT	Nube-tierra (descargas)
PPI	<i>Plan Position Indicator</i>
SAIH	Sistema Automático de Información Hidrológica
SBCAPE	<i>Surface Based CAPE</i>
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
SP	Supercélula
SRH	Helicidad relativa a la tormenta
SRH3	Helicidad relativa a la tormenta en los primeros 3 km
T	Temperatura
THW	Temperatura potencial del termómetro húmedo en 850 hPa
TT	Índice de inestabilidad Total de Totales
UTC	<i>Universal Coordinated Time</i>
VIL	<i>Vertically Integrated Liquid</i>
WV	Canal 6.2 μm de vapor de agua de Meteosat-10
Z	Altura geopotencial
ZMAX	Reflectividad Radar máxima