

## Comunicación AI-8

# ESTUDIO METEOROLÓGICO DEL DÍA 31 DE AGOSTO DE 1994: TORNADO DE L'ESPLUGA DE FRANCOLÍ

**Joan Arús**

GPV de Cataluña, INM

**José Manuel López**

**Climent Ramis**

Universitat de les Illes Balears

**Antoni M. Mestres**

Universitat de Barcelona

### RESUMEN

*El objeto de esta comunicación es presentar, haciendo uso de la información de que disponemos, un primer estudio de la situación meteorológica que dio lugar a un tornado en Cataluña el día 31 de agosto de 1994. Se pretende realizar una aportación sobre estas situaciones meteorológicas que dan lugar a tiempo severo en España y que recientemente están cobrando un interés especial al ser más frecuentes de lo que indicaban los registros meteorológicos. Previamente al estudio de la situación se presenta una descripción de las características del tornado. A partir de la observación en zota y el diagnóstico a las escalas indicadas, se deduce que el tornado se formó sobre una estructura multicelular. Posteriormente es muy probable que se desarrollara una estructura supercelular.*

### 1. Introducción

La jornada del 31 de agosto de 1994 tuvo lugar, sobre Cataluña, un desarrollo convectivo rápido que dio lugar a fenómenos meteorológicos conocidos como ((tiempo severo)): granizo de más de 4 centímetros y un tornado de fuerza F1, con algún intervalo de F2, según la Escala-F (T. T. Fujita 1981). Todas las horas citadas corresponden a Tiempo Universal Coordinado (UTC).

Las situaciones meteorológicas que dan lugar a desarrollos convectivos productores de tornados han sido estudiadas durante las pasadas décadas especialmente en Estados Unidos. En dichos estudios se destacan tres aspectos que pretenden identificar distintos mecanismos que favorecen el desarrollo de supercélulas:

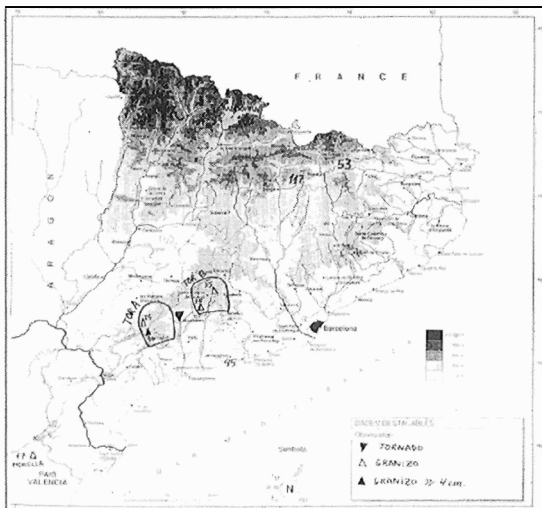
A) Mecanismos identificables a partir de la estructura vertical atmosférica:

A.1. Capa superficial, con una altura aproximada de 1 km, muy húmeda.

- A.2. Capa seca a niveles troposféricos medios.
  - A.3. Presencia de una capa estable (incluso inversión) no muy profunda sobre la capa superficial húmeda.
  - A.4. Existencia de inestabilidad latente y/o potencial. Dicha inestabilidad latente se manifiesta por la existencia de energía potencial convectiva (CAPE).
  - A.5. Cizalladura vertical del viento en niveles bajos que se manifiesta en valores apreciables de la helicidad relativa de la tormenta (SRH).
  - A.6. Combinación de CAPE y SRH de tal manera que  $CAPE \cdot SRH > 160\ 000$ .
- B) Mecanismos identificables a partir de la estructura atmosférica a escala sinóptica:
- B.1. Cierta acoplamiento de los forzamientos que favorecen los movimientos ascendentes entre niveles bajos y niveles altos estratosféricos. Dichos forzamientos pueden calcularse a partir de la teoría cuasigeostrofica.
  - B.2. Advección diferencial de temperatura que favorezca el crecimiento de la inestabilidad latente.
  - B.3. Advección de vapor de agua para alimentar la convección.
- C) Mecanismos identificables a partir de la estructura atmosférica a mesoescala:
- C.1. Mecanismos que localmente producen la suficiente elevación de partículas superficiales para disparar la convección tras vencer la capa estable: líneas de convergencia, frentes, orografía, calentamientos diferenciales, etc.
  - C.2. Máximos de viento en la alta troposfera, conocidos como «jet streak» y en particular la interacción de dos *jet streak* o con un «low level jet» de tal forma que sumen sus efectos las componentes geostróficas del viento (modelo de 4 cuadrantes).
  - C.3. Vaguadas secundarias móviles.

## 2. Características del tornado

El día anterior, miércoles 30 de agosto, hubo tormentas en diversos puntos, básicamente en zonas de montaña, con granizo y fuertes rachas de viento. Las temperaturas máximas en las tierras bajas del interior oscilaron entre 30 y 37 °C. Hacia el mediodía del jueves 31 de agosto empezaron a crecer cúmulos de evolución diurna en la sierra prelitoral, que se generalizaron por la tarde-noche con la llegada de un frente frío. Las temperaturas máximas no experimentaron cambios significativos. Durante la tarde, además del tornado, se registraron granizadas importantes, destacando los 30 mm de Ulldemolins con granizo de más de 4 cm, 35 en Conesa, 25 de la Pobra de Cérvoles, donde el granizo ocasionó un herido y 17 en Morella, con granizo de más de 100 gramos. Durante la noche las tormentas son casi generales, llegándose a recoger localmente cantidades importantes: 117 en Sant Jaume de Frontanyà, 53 en Sant Pau de Segúries o 45 en el Vendrell.



**Fig. 1.** Mapa hipsométrico con las poblaciones citadas

El tornado se inicia al SW de L'Espluga de Francolí, entre las 14:30 y 14:45 horas, a la vera del río Francolí. En una primera etapa se mantiene casi estacionario, rompiendo casi todos los chopos de la orilla. Encima de una colina que bordea el río, más hacia el SW y hasta unos 200 m de éste, se pueden encontrar ramas de chopo. Después el tornado deja la orilla del río, parece ganar velocidad, y atraviesa la carretera y la vía del tren enfilándose hacia una colina situada al E del pueblo. En este **recorrido**, en que parece seguir la línea eléctrica, derriba algunos palos de la instalación. Permanece un rato, estacionario, encima de la colina derribando algunos pinos y destruyendo una caseta de campo. A continuación cambia de dirección, hacia el NW y aumenta la velocidad de desplazamiento. En este nuevo recorrido desciende de la colina hacia la vía del tren doblando un par de torretas eléctricas y se aleja por la parte alta del pueblo arrancando de raíz algunos árboles, derribando otros y causando desperfectos en techos y fachadas.

El recorrido total se estima entre 1 500 y 2 000 m con cambios de dirección. El diámetro máximo en unos 200 m. La velocidad máxima en unos 160 km/h siendo por tanto un tomado débil, F1 según la Escala-F (117 a 181 km/h), pero posiblemente por el lado derecho del sentido de avance se alcanzaron puntas de F2 (tomado fuerte). Con estas velocidades aplicando la ecuación ciclostrofica obtenemos unas caídas de presión en la base de la manga que oscilarían entre 10 y 30 hPa. Respecto a la duración del tomado, es casi seguro que duró unos 18-20 minutos como mínimo, y muy probablemente la duración total fuera de entre 30 y 45 minutos, ya que las imágenes de vídeo lo muestran por primera vez a las 15:00 horas, estacionario, al SW del pueblo y finalizan a las 15:13 en que comienza a aumentar la velocidad y desplazarse hacia el pueblo. El paso por la parte alta del pueblo dura menos de 5 minutos.

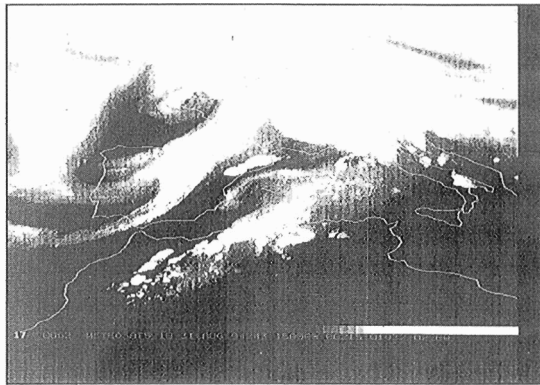
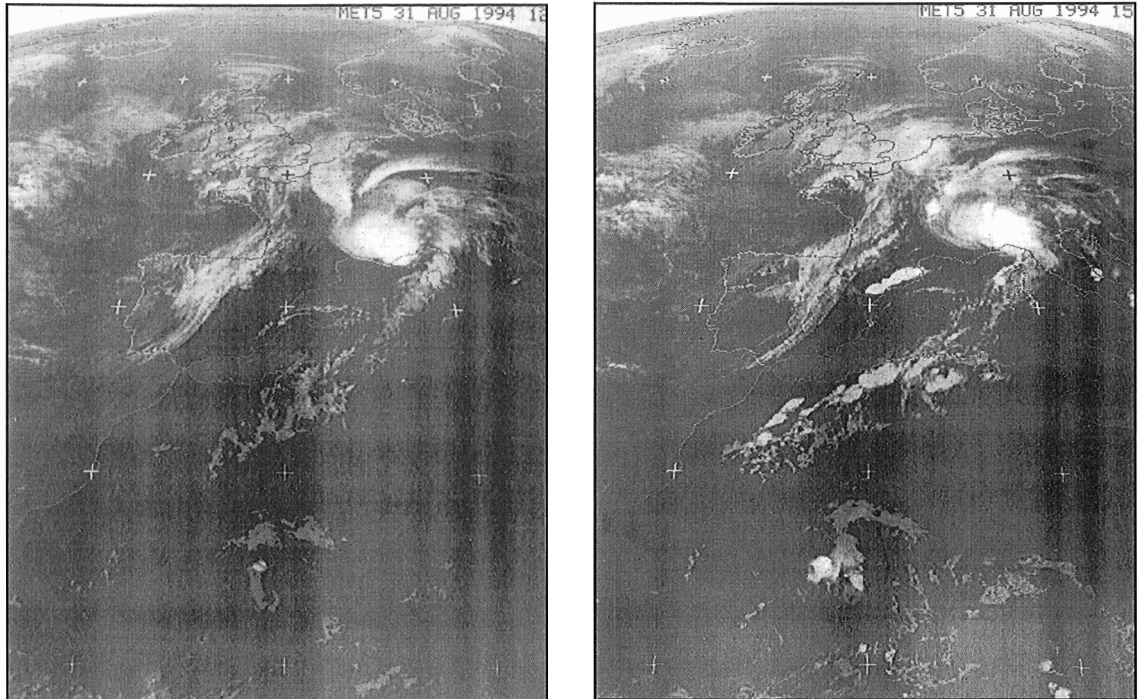
### 3. Observación remota

#### 3.1. Imágenes de satélite

La imagen Meteosat IR de las 12:00 muestra como características principales: un sistema frontal asociado a una depresión situada al W de Bretaña, que atraviesa la Península Ibérica de W a E, un sistema convectivo sobre el S de Francia, que ha nacido a primeras horas de la mañana, y está casi estacionario y una banda nubosa desde Argelia al N de Italia que se une con una banda de cirros que va desde Valencia hasta las Baleares y que manifiesta la existencia de alguna estructura mesoescalar. Sobre Cataluña no se observan nubes.

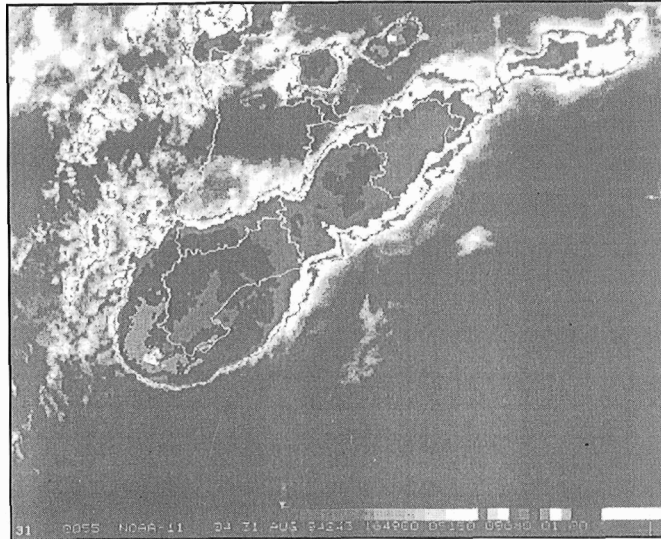
En la imagen IR de las 12:30 se observan las primeras nubes sobre Cataluña. La convección aumenta de tamaño rápidamente y en la imagen IR de las 15:00 se observa una banda nubosa convectiva, formada por unión de varias células convectivas individuales, sobre la cordillera prelitoral catalana, con temperaturas de brillo en la cima de  $-60^{\circ}\text{C}$ . El sistema frontal sobre la Península continúa su avance hacia el E. La banda de cirros se desplaza hacia el norte. El sistema convectivo de Cataluña permanece estacionario. A las 18:00 se une al sistema frontal.

La presencia del tornado hace que no sea descartable la posible existencia de una estructura nubosa supercelular. De las imágenes Meteosat consideradas no puede desprenderse ningún indicio de su existencia, pero sí que se aprecia un crecimiento explosivo de los cúmulos simultáneamente a la llegada de una banda de cirros, que son las condiciones citadas por Bluestein (1985) para la formación de «landspouts», el cual acuñó este nombre para describir los tornados generados en las inmediaciones de grandes cúmulos de crecimiento muy rápido por similitud con la formación de trombas marinas.

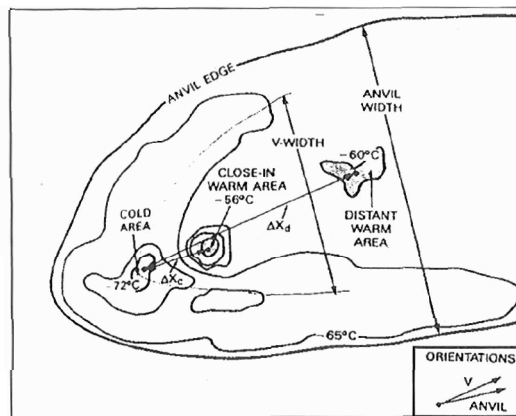


**Figs. 2, 3 y 4.** Imágenes IR de las 12, 15 y WV 15

Aunque no puede tomarse como indicador fiel, una distribución particular de temperaturas en el tope de la nube tormentosa conocida como mancha cálida «warm spot» (Heymsfield y Blackmer Jr., 1988) ha sido observada en numerosas estructuras supercelulares. La imagen NOAA de las 16:49 muestra esta particular distribución térmica. En primer lugar se observa que la parte más fría de la nube tiene forma de V (*V-shape*) con «overshooting top» en el vértice de la V. Detrás del *overshooting top* se observa una zona más cálida en el interior de la zona más fría «close-in warm area» o mancha cálida y una segunda zona cálida corriente abajo «distant warm area». Tenemos entonces un indicio de la existencia probable de una estructura supercelular (aunque 2 horas posterior al desarrollo del tornado).



**Fig. 5.** Imagen NOAA de las 16:49



**Fig. 1.** Terminology for cloud top features based on 2334 UTC 2 July, 1979 GOES IR image.  $\Delta X_c$  and  $\Delta X_d$  are  $\Delta X$  (close-in) and  $\Delta X$  (distant), respectively.

**Fig. 6.** Distribución térmica de Heymsfield

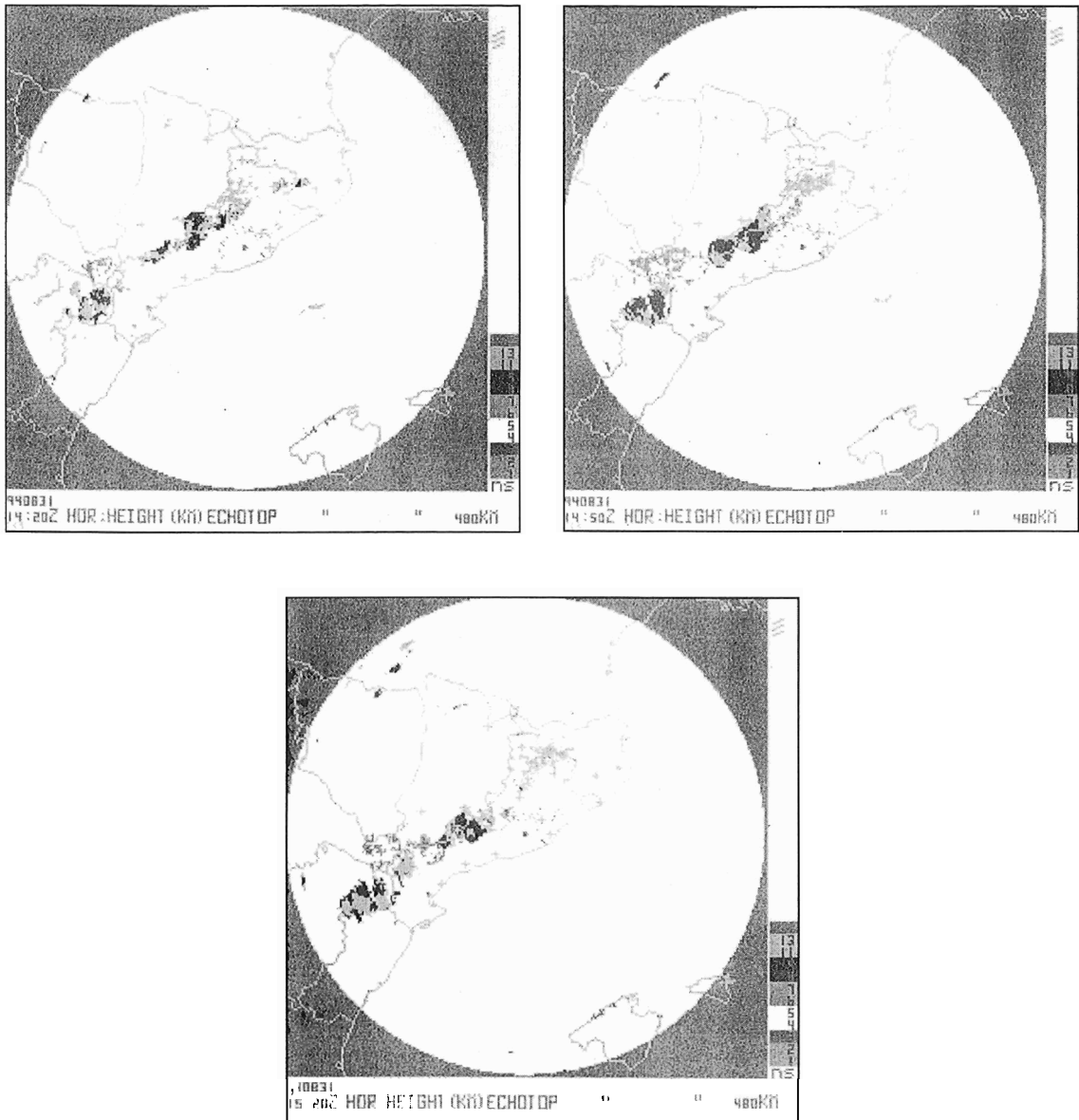
### 3.2. Imágenes de radar

Los productos disponibles son *echotops* y PPI. A las 14:20, poco antes del desarrollo del tornado, sobre la cordillera prelitoral en la provincia de Tarragona se observan 3 núcleos con más de 50 dBZ en el PPI con *echotop* superior a los 11 km, con otro *centro* más activo ya fuera de Cataluña hacia Teruel. Hacia las 14:50, hora muy próxima al desarrollo del tornado, se observa que dos núcleos próximos se han unido sobre la cordillera prelitoral con dos núcleos bien diferenciados de más de 50 dBZ y *echotop* superior a 11 km. El tamaño de los *echotop* ha aumentado extraordinariamente respecto a la imagen anterior, lo que demuestra un crecimiento explosivo de las corrientes ascendentes. La unión de estos núcleos se ha realizado sobre la zona donde apareció el tornado.

Posteriormente a las 15:20 UTC se observa una disminución del área con *echotop* superior a 11 km si bien uno de los núcleos parece que ha aumentado la potencia de las corrientes verticales.

Al no disponer de barridos volumétricos no se puede realizar la sección vertical a lo largo de la célula convectiva y obtener alguna información adicional sobre la estructura de la misma.

Es por tanto difícil inferir, con seguridad, conclusiones sobre la estructura supercelular o no de la convección, si bien tanto las imágenes de satélite como las de radar inducen a pensar más bien en una estructura multicelular en el momento de desarrollo del tornado.



*Figs. 7, 8 y 9. Echotops de las horas próximas al desarrollo del tornado*

El tornado puede catalogarse, muy posiblemente, de tipo A (Davies-Jones, 1984) formado en las primeras etapas del desarrollo por un aumento explosivo de la convección, en la unión de dos células y con ausencia de mesociclón.

### 3.3. Descargas eléctricas

En la zona de interés se distinguen claramente dos zonas de concentración de rayos: TORA y TORB, con predominio de las descargas NT(-) sobre las NT(+). Lo más destacable son los aumentos de la actividad eléctrica casi simultáneos que se observan en ambas zonas y que hay que interpretar como reactivaciones de la convección. Estas reactivaciones se producen, aproximadamente, en el momento de formarse el tornado. Cabe destacar que el tornado no se produce en las zonas donde la convección es más activa, sino en medio de ellas, a cierta distancia de las ascendencias principales. Según Wakimoto y Wilson (1989) hasta unos 30 km. Tenemos un indicio más para catalogarlo de tipo A.

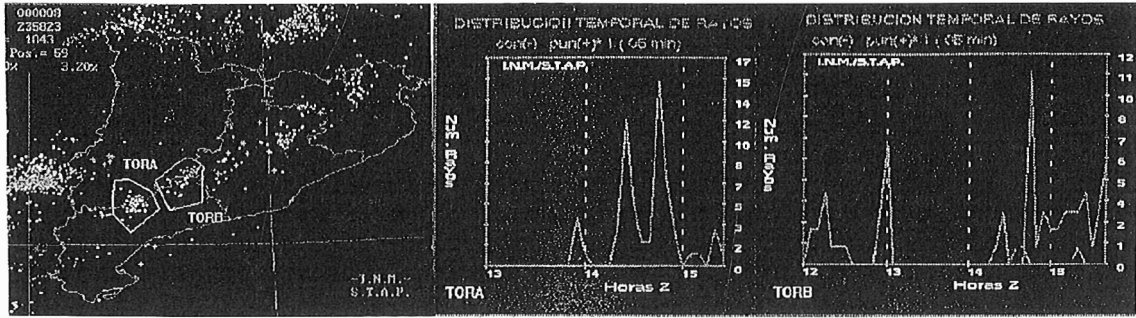


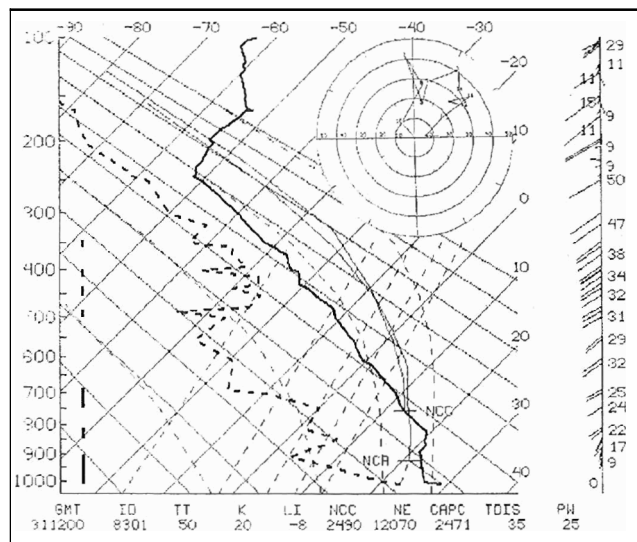
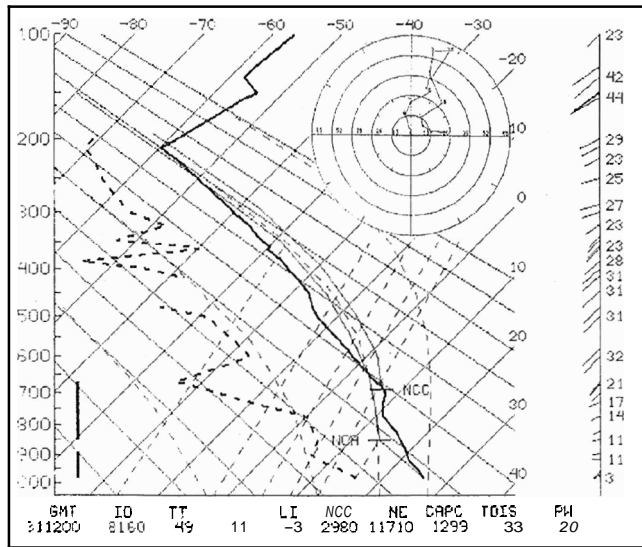
Fig. 10. Delimitación de las dos células tormentosas con sus respectivas distribuciones temporales

4. Estructura vertical de la atmósfera

Los sondeos de Zaragoza y Palma de Mallorca a las 12:00 muestran estructuras verticales muy distintas. En Zaragoza la inestabilidad latente no es muy grande ( $CAPE = 398 \text{ J kg}^{-1}$ ) ni tampoco la energía necesaria para desencadenar la convección ( $CAPN = -237 \text{ J kg}^{-1}$ ). Resultando  $NRG = 35$ . El crecimiento de supercélulas es favorecido para  $5 < NRG < 50$ , pero sobre todo para  $NRG > 35$  y siempre que  $CAPE \geq 2000$ . Lo más destacable es una capa estable sobre los 3000 metros que retarda la convección, con baja humedad, si bien no es excesivamente húmedo en ningún nivel. La cizalladura del viento en niveles bajos no es muy grande (viento de la misma dirección con ligero aumento de la velocidad).

En Palma la inestabilidad latente es mucho mayor que en Zaragoza ( $CAPE = 2740 \text{ J kg}^{-1}$ ) con un valor relativamente bajo de la energía necesaria para desencadenar la convección libre ( $CAPN = -110 \text{ J kg}^{-1}$ ). Resultando  $NRG = 61$ . Se observa una «verdadera» capa seca entre 700 y 450 hPa. La cizalladura vertical del viento en niveles bajos es mayor que en Zaragoza, con advección de aire cálido.

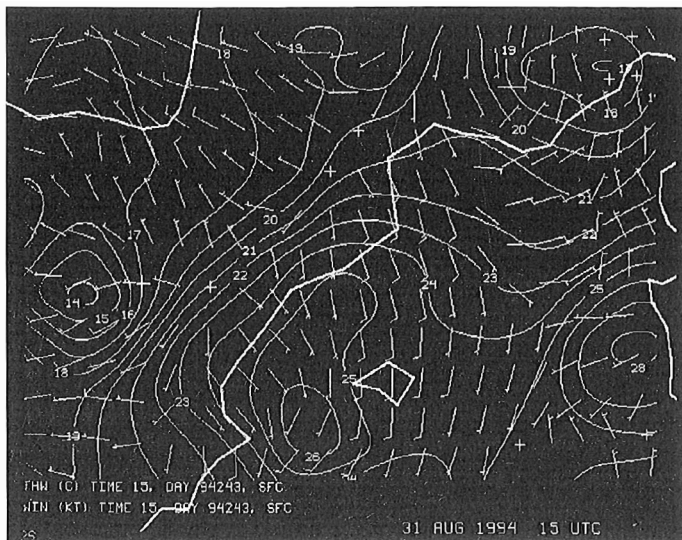
Por comparación con los datos de superficie y de las topografías se observa que la estructura en Palma es representativa de la atmósfera cerca de la costa catalana. Ajustando el sondeo de Palma con los datos de las topografías y teniendo también en cuenta el viento en la costa catalana se puede decir que en esta zona  $CAPE \approx 2000 \text{ J kg}^{-1}$  y que la cizalladura vertical entre SFC y 700 hPa es de unos  $10 \text{ m/s}$  y  $90^\circ$  resultando  $NRG = 40$ . Suponiendo que los núcleos convectivos se mantienen estacionarios, la helicidad relativa a la tormenta será del orden de  $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ . Entonces, con  $NRG = 40$ ,  $CAPE \approx 2000 \text{ J kg}^{-1}$ ,  $SRH \approx 150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  y  $EHI = 1,8 \Rightarrow$  Ambiente supercelular.



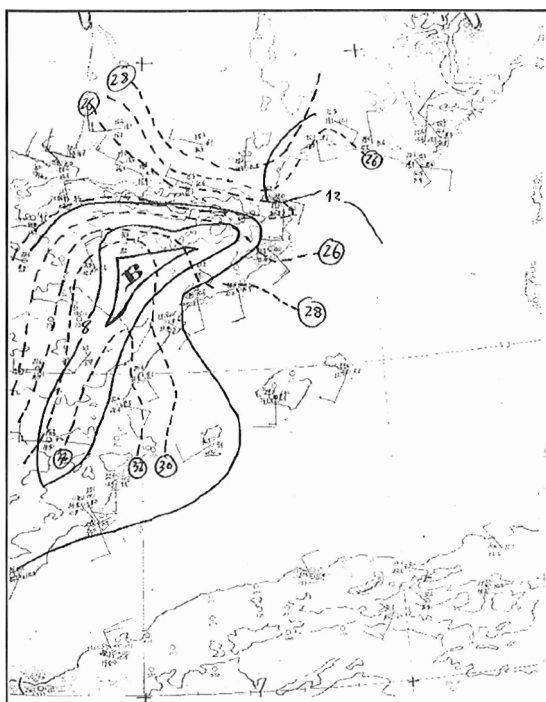
Figs. 11 y 12. Sondeos de Zaragoza y Palma a 12 UTC con hodógrafas

**5. Diagnóstico a escala sinóptica**

La situación meteorológica a las 12:00 está caracterizada en superficie por una depresión sobre Bretaña con un frente frío asociado que cruza la Península Ibérica sobre la cual se encuentra otro núcleo depresionario que abarca la mitad oriental de la Península Ibérica y el oeste del Mediterráneo. El frente frío se va desplazando hacia el este. A 850 hPa sólo se observa la depresión sobre Bretaña con entrada de aire frío sobre el mar Cantábrico y aire cálido en la mitad oriental peninsular y especialmente en la zona costera mediterránea y sobre el mar.



*Fig. 13. Distribución de THW y vientos en SFC a las 12*



*Fig. 14. Análisis de SFC a las 15*

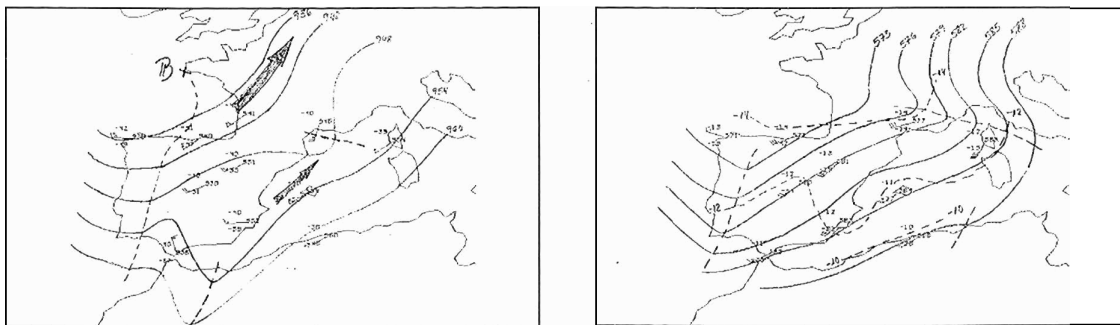
A niveles superiores (500 y 300 hPa) se observa una profunda vaguada con eje Oviedo-Cádiz. Con esta situación, la teoría cuasigeostrofica nos indica forzamientos verticales hacia arriba, con más o menos potencia, sobre la mitad oriental peninsular, especialmente en la parte norte y en niveles medios, mientras que a niveles bajos es más difícil la identificación subjetiva de los forzamientos.

Los análisis objetivos a las 12:00 muestran un núcleo de aire cálido y húmedo sobre el Mediterráneo que es advechado hacia el interior peninsular por Cataluña, donde existe un fuerte gradiente de temperatura potencial del termómetro húmedo (THW). Es más que probable que el análisis objetivo suavice excesivamente y no tenga en cuenta la orografía, con lo cual el gradiente estaría mucho más localizado sobre la costa catalana, formando una frontera entre dos aires de características muy distintas. Este aire estaría representado por el sondeo de Palma el cual posee un alto potencial de convección. La existencia de la «frontera» sobre Cataluña viene confirmada también por la distribución del punto de rocío con valores de 23 °C desde las Baleares hasta la costa catalana. Tenemos los ingredientes a escala sinóptica para que pueda desarrollarse la convección.

Los mecanismos de disparo hay que buscarlos a mesoescala. La cordillera prelitoral no puede ser el único mecanismo de disparo. Cuando aparece la convección explosiva hace ya horas que el flujo es del SE sin que se produzca convección alguna.

Debemos buscar algún mecanismo dinámico a mesoescala que reforzando el efecto de la orografía dispare y permita el crecimiento explosivo de la convección.





**Figs. 15 y 16.** Análisis de 300 y 500 hPa

## 6. Diagnóstico mesoescalar

En superficie a las 12:00 se observa una zona depresionaria que abarca Cataluña y Valencia. Los vientos en la costa son brisas que transportan aire húmedo hacia el interior, el cual al mismo tiempo se calienta. El aire húmedo probablemente queda limitado a la franja costera entre la costa y la cordillera prelitoral, con  $T_d > 20$  °C.

Mucho más clara es la situación a las 15:00 cuando ya se define claramente un centro de bajas presiones sobre Cataluña con una zona de convergencia sobre la cordillera prelitoral entre las brisas costeras y los vientos más interiores (recordar que a esta hora la convección ya es importante y se está produciendo el tornado). Los vientos costeros continúan aportando aire cálido y húmedo hacia el interior, si bien las temperaturas son más altas sobre la cordillera prelitoral que en las zonas costeras.

El análisis de las topografías de 500 hPa a las 12:00 nos muestra una vaguada en el W peninsular asociada a la depresión principal al W de Francia y otra secundaria que estaría relacionada con la convección sobre Francia.

Sobre Cataluña domina la circulación anticiclónica. Destaca una vaguada térmica sobre la costa mediterránea.

A 300 hPa se observa una vaguada principal en concordancia con la de 500 hPa y otra secundaria, también en concordancia con 500 hPa, sobre el S de Francia. Aparece una nueva vaguada sobre Almería con el eje N-S que daría lugar a la banda nubosa que se observa en la imagen de WV del Meteosat a esta hora sobre la costa africana. En dicha imagen de WV se pueden distinguir dos zonas de viento máximo, la primera sobre el golfo de Vizcaya (eje Santander-París) y el otro asociado a la vaguada del S de la Península, sobre la costa mediterránea, alcanzando casi las Baleares. Sobre Cataluña la situación continúa siendo anticiclónica. No se observa convección todavía en las imágenes del Meteosat. El chorro asociado a la depresión del S peninsular ha podido ser identificado en anteriores imágenes de forma clara.

La evolución de la situación en altura durante las diferentes horas debe hacerse a partir de las imágenes del Meteosat. Sin embargo se observa que el frente principal avanza hacia el E así como la posición del chorro asociado. El «jet streak» del SE peninsular se traslada más hacia el N (véase imagen de WV de las 15:00).

¿Cuál sería el mecanismo de disparo? Por una parte tenemos un mecanismo físico (la cordillera) que produce un acusado ascenso del aire húmedo procedente del mar. En segundo lugar, tenemos la zona de convergencia ligada a la depresión superficial que puede dar lugar a ascensiones dinámicas, además del calentamiento diurno.

Las imágenes de satélite nos muestran que sobre Cataluña, incluso a las 12:00 existe subsidencia, siendo esto confirmado por los análisis de 500 hPa. El mecanismo que explicaría el disparo de la convección, favoreciendo los mecanismos dinámico y físico ya mencionados, sería la estructura mesoescalar asociada a la banda de cirros. Además, la posición relativa de los dos «jets streak's» indicados anteriormente, hace pensar en una interacción entre ambos según el modelo de cuatro cuadrantes de circulación secundaria asociada a

un «jet streak», que potenciaría las ascendencias, especialmente a la hora en que se forma la probable supercélula.

La estructura vertical de la atmósfera con una capa seca en niveles medios y el CAPE existente permiten la probable formación de una estructura supercelular como se ha indicado anteriormente.

A pesar de que a las 18:00 las estructuras de los «jet streak» han perdido coherencia, la convección continúa por su propia dinámica al ser convección severa.

## 7. Conclusiones

Se cumplen con bastante aproximación las características de la estructura vertical atmosférica favorables al desarrollo de supercélulas. En particular, sobre la zona de desarrollo del tornado:  $T_d > 20$  °C en SFC, capas con  $T - T_d > 5$  entre SFC y 600 hPa, cizalladura entre SFC y 700 hPa próxima a 90° y 10 m/s ( $SRH \approx 150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ ),  $CAPE \approx 2000 \text{ J kg}^{-1}$ ,  $EHI \approx 2$  y  $NRG \approx 40$ .

Respecto al forzamiento sinóptico: se observa advección de aire muy húmedo y cálido hacia la zona de desarrollo del tornado (THW). No se observan forzamientos sinópticos significativos para la velocidad vertical (DivQ en 500 hPa). No es muy acusada la advección diferencial de temperatura.

Respecto al forzamiento subsinóptico: hay una acción de la orografía sobre el aire húmedo, una línea de convergencia entre aire húmedo y seco sobre la zona de desarrollo del tornado, una estructura mesoescalar marcada por la banda de cirros y «jet streak's» con una disposición relativa que producen ascendencias localizadas en la zona de desarrollo del tornado.

Podemos concluir, finalmente, que el tornado se formó sobre una estructura multicelular por desarrollo explosivo como consecuencia de la unión de dos núcleos convectivos. Posteriormente a la desaparición del tornado es probable que se desarrolle una estructura supercelular.

## Referencias

*Bluestein, H. B., 1985: The formation of a «landspouts» in a «broken line» squall line in Oklahoma Preprints, 14th Conf. On Severe Local Storms, Indianapolis, Amer. Meteor. Soc., 267-270.*

*Carlson, T. N., 1991: Mid-Latitude Weather Systems. Harper-Collins Academic.*

*Davies-Jones, R. P., 1984: Tornado Dynamics. Thunderstorms: A Social, Scientific, and Technological Documentary. Vol. 2, Thunderstorm morphology and Dynamics (E. Kessler, ed.), 197-361.*

*Elizaga Rodríguez, F., 1994: Herramientas para el análisis de estabilidad en salidas. Nota técnica núm. 17 STAP.*

*Fujita, T. T., 1989: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. J. Atmos. Sci., 38, 1511-1534.*

*Heysfield, G. M. and R. H. Blackmer Jr., 1988: Satellite-Observed Characteristics of Midwest Severe Thunderstorms Anvils. Mon. Wea. Rev., 114, 2200-2223.*

*Jansà Clar, A., 1990: Notas sobre análisis meteorológico mesoscalar en niveles atmosféricos bajos. INM.*

*López, R., Aspectos básicos de Mesometeorología. Apuntes del curso 86-87. Publicación interno del INM.*

*Wakimoto, R. M. and J. M. Wilson, 1989: Non-supercell Tornadoes. Mon. Wea. Rev., 117, 1113-1140.*