

# SOMERA REVISIÓN DEL ESTUDIO DEL INICIO DE LA CONVECCIÓN. ALGUNOS TRABAJOS REALIZADOS EN EL INM

Ramón Pascual Berghaenel  
Meteorólogo del GPV  
CMT en Catalunya  
INM

De los tres ingredientes fundamentales necesarios para el desarrollo de fenómenos convectivos en la atmósfera: inestabilidad, humedad y mecanismo de disparo (Doswell *et al.*, 1996), es este último el que está actualmente concentrando la máxima atención y al estudio del cual se está dedicando un mayor esfuerzo en varios grupos de investigación en EE.UU. (por ejemplo, en el National Center for Atmospheric Research) y también, más modestamente, en el INM. El análisis de las características y distribución espacio-temporal de los procesos atmosféricos de diferentes escalas que llevan al **inicio o disparo de la convección** es fundamental para poder llevar a cabo una predicción inmediata (*nowcasting*) suficientemente buena del desarrollo de las nubes tormentosas.

## Introducción

Para presentar rápidamente este tema y teniendo en cuenta donde se están realizando los avances más importantes en este campo de investigación, es ilustrativo, a modo de miniglosario, enumerar y comentar brevemente algunos de los términos anglosajones relacionados y sus variantes que es posible encontrar en la bibliografía especializada.

- Términos generales como *thunderstorm nowcasting* o *lightning forecasting* se utilizan para hacer referencia a la cuestión general de pronóstico de tormentas.
- En lo que se refiere más concretamente al pronóstico del inicio de la convección aparecen expresiones como *convection initiation* o *triggering convection*, *nowcast thunderstorm initiation*, *initiation* o *onset of deep convection*, *time and space-specific locations of thunderstorm initiation*.
- Aparece también una multitud de expresiones referidas a las causas y/o lugares de inicio de la convección. Hay una cierta confusión en el uso de estos términos (aparente al menos para un lector no anglosajón), con algunas redundancias, uso de términos polisémicos o al contrario, uso de diferentes términos para definir los mismos conceptos. Por ejemplo, la hipótesis ya ampliamente contrastada de que en la gran mayoría de los casos la convección se inicia en fronteras o zonas de convergencia localizadas en las capas más bajas de la atmósfera, se muestra en expresiones como *boundary layer convergence fields*, *lines*, *zones* o *boundaries* y *boundary layer forcing mechanisms*.
- En cuanto a los diferentes tipos de zonas de convergencia identificadas y analizadas se puede hacer referencia a: *sea breeze fronts*, *gust fronts* o *thunderstorm outflows*, *converging air masses*, *confluent zones*, *horizontal convective rolls*<sup>1</sup>,

---

<sup>1</sup> Los *horizontal convective rolls* (HCR) son vórtices de eje horizontal que se alargan en forma de tubos y que se desarrollan habitualmente sobre terreno llano y uniforme (o sobre agua) cuando hay suficiente cantidad de flujo superficial de energía y cizalla vertical del viento. Cuando varios de estos vórtices tubulares se disponen

*synoptic fronts, urban heat island circulations, cloud shading boundaries, soil moisture/vegetation inhomogeneities, slope/valley circulations, dry lines, wind shift lines, terrain-induced convergence zones, trough lines, hot spots, etc.* Es manifiesta por tanto la gran variedad fenomenológica estudiada con el fin de conocer, comprender y predecir los mecanismos que llevan al inicio de la convección.

El análisis cuantitativo de los procesos físicos concretos que inician la convección queda fuera del alcance de muchos grupos de investigación o proyectos pero sí es normalmente abordable la tarea de identificar aquellas zonas y momentos (a escala diurna y estacional y según la situación meteorológica a escala sinóptica y mesoescala) más favorables para la aparición de los chubascos o tormentas. La mayor parte de los trabajos recientes publicados en torno a esta cuestión vinculan el origen de la convección a **zonas de convergencia en la capa límite planetaria**<sup>2</sup> (Wilson y Schreiber, 1986; Koch y Ray, 1997), sin embargo, al no poder localizar en ocasiones dichas zonas de convergencia en capas bajas, se ha asumido que los mecanismos de disparo pueden estar también elevados (Wilson y Roberts, 2004). Aunque las zonas de convergencia pueden generarse a partir de patrones cinemáticos, como confluencias, líneas de cizalla, etc. a menudo surgen en zonas de contacto de distintas masas de aire y por eso se asocian habitualmente a **fronteras**.

Estas zonas de convergencia tienen, como se intuye al enumerarlas, dimensiones espacio-temporales muy variadas: desde los frentes de racha asociados a tormentas individuales hasta los frentes fríos de escala sinóptica. También se han identificado zonas de convergencia ligadas a la orografía/topografía, habitualmente bautizadas con el nombre del área geográfica en la que se encuentran, y a determinados sistemas de viento de escala regional o local. La capacidad de generar convección profunda duradera que tiene una línea de convergencia depende entre otros factores de la intensidad de la convergencia y del tiempo de permanencia que un campo de nubosidad previo o el recién surgido tenga cerca o sobre esa zona y por lo tanto, de la velocidad relativa de desplazamiento de la nubosidad respecto la zona de convergencia (Wilson y Megenhardt, 1997).

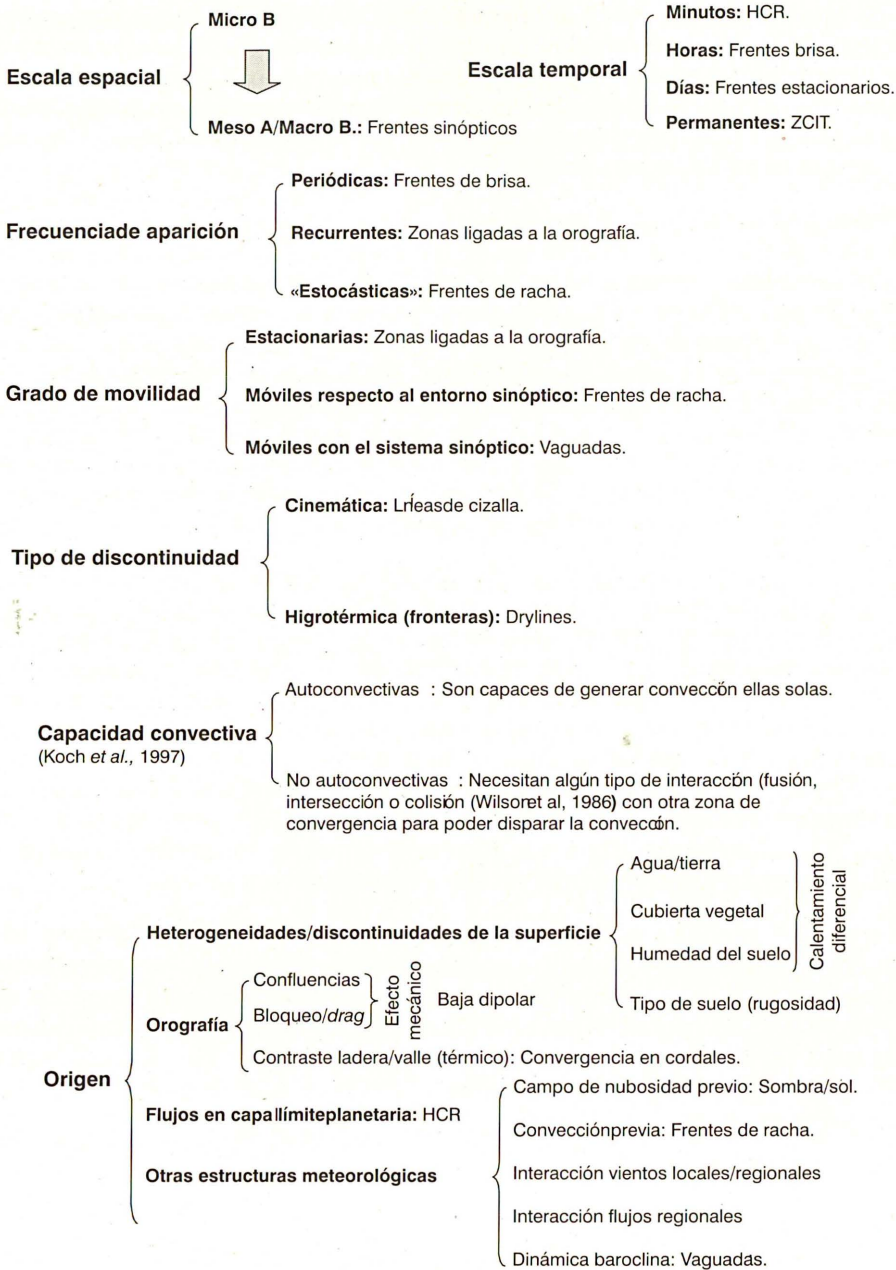
En el esquema 1 se presenta una propuesta de clasificación de estas zonas y algunos ejemplos ilustrativos. Todas las zonas de convergencia presentadas se pueden clasificar según cada uno de los diferentes criterios. Por ejemplo, un frente de brisa marina es una zona de convergencia móvil, aproximadamente periódica, normalmente no autoconvectiva, de mesoescala, con un tiempo de vida de horas y cuyo origen se encuentra en el calentamiento diferencial entre la tierra y el mar.

El análisis del inicio de la convección en un área determinada puede ser llevado a cabo utilizando diferentes tipos de datos y diferentes enfoques. Inicialmente se utilizaron las imágenes del canal visible de los satélites geoestacionarios para identificar los núcleos convectivos incipientes (Purdom, 1982). Posteriormente el campo de reflectividad de los radares meteorológicos o los datos aportados por los detectores de descargas eléctricas también sirvieron para identificar las primeras señales de chubascos y tormentas respectivamente y realizar su seguimiento y un pronóstico de su movimiento y/o evolución (Browning y Collier, 1982). Todos estos datos tienen el inconveniente, sin em-

---

paralelamente se generan zonas de convergencia y ascencencias y zonas con descendencias. Si hay suficiente humedad se pueden generar calles de nubes en estos vórtices y convección en casos inestables.

<sup>2</sup> Las zonas de convergencia no se limitan a jugar un papel en la fase de inicio de la convección sino que también determinan las características del ciclo de vida de las tormentas, su movimiento y su grado de organización. Por ejemplo, Klimowski *et al.* (2000) muestran que un 50% de los *bow echoes* que analizaron se encontraban a menos de 50 km de una zona convergente en niveles bajos.



**Esquema 1.** Propuesta de clasificación de zonas de convergencia en la capa límite planetaria. Elaboración propia

bargo, de que cuando se realiza la primera detección el núcleo convectivo ya está suficientemente desarrollado como para producir precipitación y/o descargas eléctricas y su tamaño ya es lo suficientemente grande para ser claramente discernible en las imágenes satelitarias. Por ello, su identificación temprana, aunque permite una buena monitorización de la tormenta y prever una posible evolución no es, sin embargo, una verdadera predicción del inicio de la convección.

Por ello durante las dos últimas décadas y a partir fundamentalmente de las nuevas capacidades de los radares Doppler de la NEXRAD de Estados Unidos el interés en el estudio del inicio de la convección se ha centrado en la **identificación en aire claro**<sup>3</sup> de algún tipo de precursor, es decir, un elemento previo a la existencia de señales de precipitación en los volúmenes de resolución radar (Wilson y Schreiber, 1986). Estos precursores son precisamente líneas de reflectividad débil en la imagen radar que se corresponden a líneas de convergencia en la capa límite planetaria. Se han llevado a cabo climatologías de zonas de convergencia en diferentes áreas de EE.UU. y algunos tipos de fronteras, como los frentes de racha o los frentes de brisa marina se han caracterizado con gran detalle. Aunque se trata de un tema no cerrado el camino hacia un verdadero *nowcasting* de la convección está trazado (Wilson *et al.*, 1998).

Los últimos avances tecnológicos han condicionado nuevamente la reorientación en el estudio de los métodos de mejora del *nowcasting* de la convección. La mayor resolución espacial y temporal y los menores errores en la navegación de las imágenes de los satélites geoestacionarios de EE.UU. (GOES) junto con la dificultad de identificación en entornos operativos de líneas de convergencia en aire claro han sugerido potenciar el uso de los canales visibles e infrarrojos para determinar si la nubosidad cumuliforme identificada tiene o no tendencia a evolucionar hacia cúmulos congestus o tormentas (Roberts y Rutledge, 2003). La hipótesis fundamental aquí es que la información satelitaria está directamente relacionada con los procesos en la capa límite planetaria. Además sobre orografía compleja de cierta magnitud la observación satelitaria complementa ventajosamente la observación radárica en los niveles más bajos.

Por supuesto, la puesta en operatividad del Meteosat-8 de la serie MSG (Meteosat de Segunda Generación) abre nuevas posibilidades en este campo, especialmente con el uso directo subjetivo del canal de alta resolución visible (HRVIS) para identificar la nubosidad cumuliforme incipiente. Productos como los vientos de alta resolución obtenidos de trazadores nubosos para identificar posibles zonas o líneas de convergencia o el *Rapid Developing Thunderstorms* (RDT) para la detección y el seguimiento de sistemas convectivos a partir del canal infrarrojo de 10,8  $\mu\text{m}$  de MSG también son muy interesantes.

---

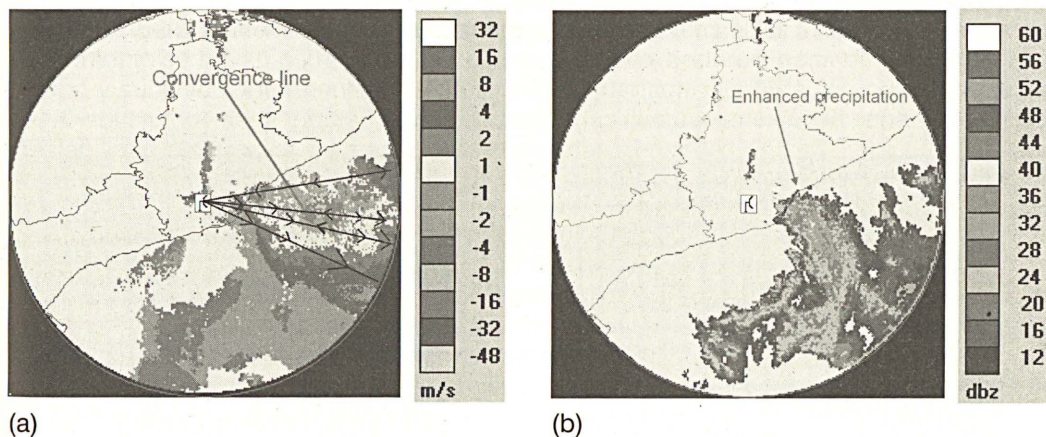
<sup>3</sup> La identificación de los ecos en aire claro se basa tanto en la dispersión de Rayleigh causada por pájaros e insectos, más abundantes estos últimos en las zonas de convergencia, como en la dispersión de Bragg asociada a las heterogeneidades del índice de refracción presentes, por ejemplo, en los bordes de los cúmulos en desarrollo (Roberts y Rutledge, 2003).

## Datos y metodologías utilizadas

Previa y paralelamente al uso selectivo o masivo de datos radar para estudiar el inicio de la convección se han llevado a cabo en el INM diferentes trabajos basados en el análisis de datos satelitarios o procedentes de la red de descargas eléctricas (Martín *et al.*, 1993; Terradelles, 1997; Martín, 1999; Pascual, 1999; Terradelles, 1999; Álvarez, 2000) que aunque normalmente no han sido especialmente diseñados para tratar dicho tema, entre los diferentes aspectos abordados incluyen una descripción de las áreas y momentos más favorables para el inicio de la convección.

En otras ocasiones se ha enfocado el análisis del inicio de las tormentas identificando las zonas de convergencia en capas bajas a partir de la aplicación de modelos conceptuales bien establecidos (como el dipolo orográfico o las bajas térmicas) y su adaptación a diferentes entornos geomorfológicos y sinópticos (Cano, 2001).

En cuanto al uso del radar cabe decir en primer lugar que las características técnicas necesarias para realizar una identificación de zonas de convergencia en aire claro son bastante restrictivas (Koch y Ray, 1997). Dada la longitud de onda y la del pulso de los radares del INM no es fácil reconocer estas zonas ni en el campo de reflectividad ni en el de viento radial. En general, solamente cuando se detectan ecos asociados a precipitación y si este campo es suficientemente extenso es posible establecer la presencia de flujos aparentemente convergentes en las imágenes de viento radial (figura 1).



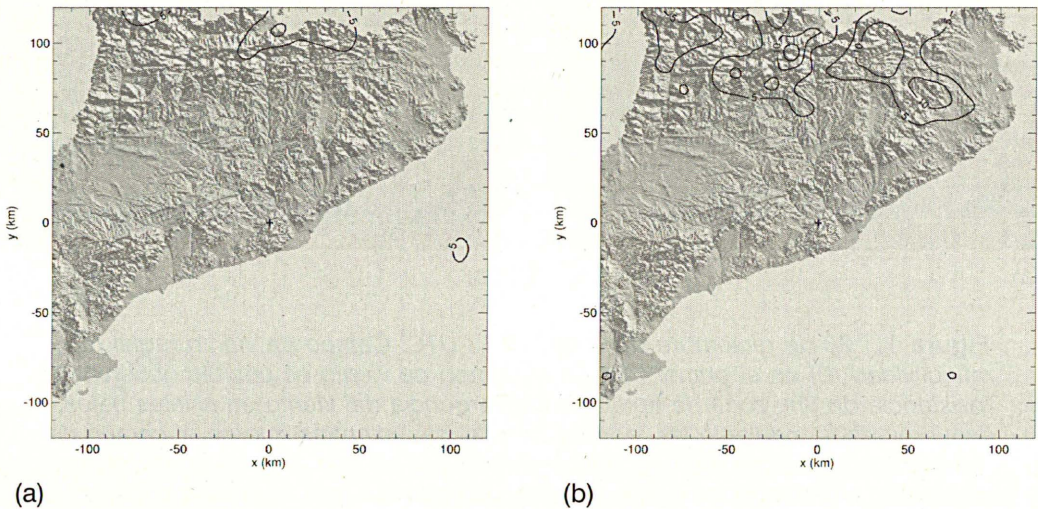
**Figura 1.** 30 de diciembre de 2000. 15:13 UTC. Campo de viento radial (a) y reflectividad (b) en el primer PPI. En el campo de viento es posible observar la existencia de una zona de aparente convergencia del viento en niveles bajos, esquematizada mediante las radiales con flechas mientras que en el campo de reflectividad se observan chubascos embebidos en una área de precipitación estratiforme, allá donde las convergencias parecen ser más importantes (Pascual y Callado, 2002). Este ejemplo corresponde al avance de un frente frío superficial asociado a una situación de tramuntana. Imágenes extraídas mediante la aplicación STARPCw (Riosalido, 1997)

Esta dificultad es común para la mayoría de las redes de radares del mundo y por ello tanto en el INM como en otros lugares se han planteado trabajos con un enfoque inverso, es decir, a partir del análisis de patrones en el campo de reflectividad y de la distribución espacio-temporal de frecuencias de células nuevas o de determinados valores de la reflectividad se ha sugerido la presencia de líneas o zonas de convergencia en niveles bajos.

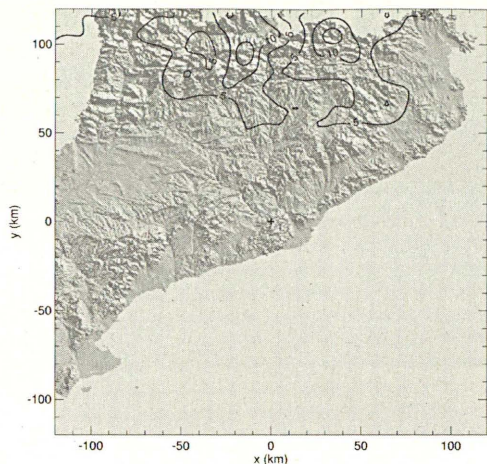
La estrategia seguida en el CMT en Catalunya para abordar el estudio del inicio de la convección a partir de los datos radar ha sido a grandes rasgos:

1) A partir del análisis detallado de diferentes episodios convectivos se han establecido de manera subjetiva posibles zonas o focos de convergencia recurrentes bajo determinados entornos sinópticos o mesoscalares (Pascual y Callado, 2002). Es ahí donde debemos esperar que surjan probablemente los primeros ecos de precipitación radar bajo dichas condiciones.

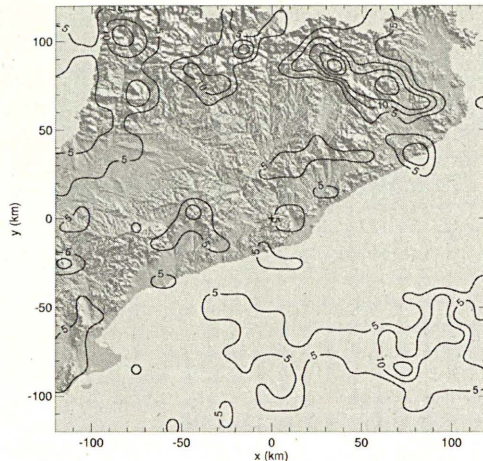
2) En una segunda fase caracterizada por un mayor volumen de datos manejados y un mayor grado de objetividad en el método se han asignado frecuencias de generación de convección según áreas, horas, épocas del año y situaciones meteorológicas. Se han seguido dos caminos diferentes: el cálculo de la distribución espacio-temporal de frecuencias para distintos valores de la reflectividad y distintos entornos meteorológicos (figuras 2 y 3) y la identificación de células definidas como nuevas siguiendo las ideas de MacKeen *et al.*, 2001 y Wilson y Schreiber, 1986 respectivamente. Para la aplicación del segundo método se ha hecho uso de las herramientas operativas en el INM de identificación, seguimiento y extrapolación de células convectivas (Martín, 2001; Martín *et al.*, 2002). Hay algunos precedentes en España en el uso estadístico de las imágenes radar para localizar las zonas más favorables al desarrollo de las tormentas (Castro y Sánchez, 1990).



**Figura 2.** Frecuencia relativa de los PPI más bajos con valores de reflectividad radar superiores o iguales a 35 dBZ registrados a las 12 UTC (a) y 15 UTC (b), a lo largo de 67 días convectivos del verano de 2003. Intervalo de contorneo 5% (Pascual *et al.*, 2004).



(a)



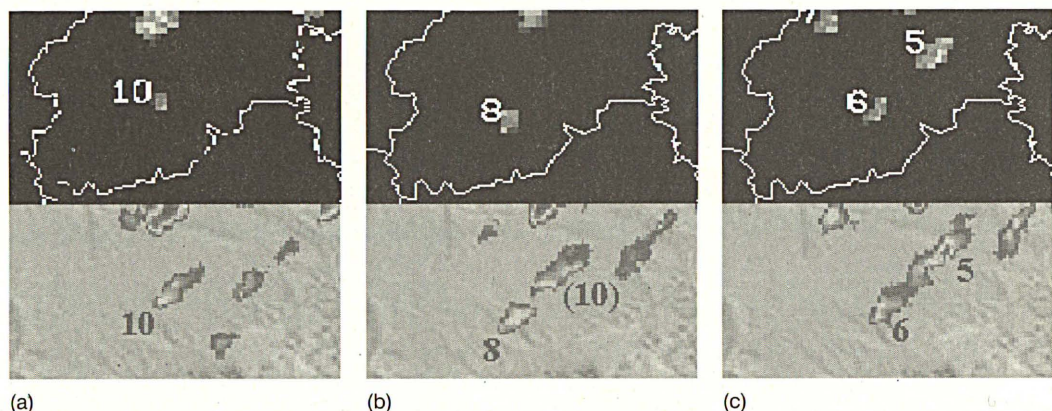
(b)

**Figura 3.** Frecuencia relativa de los PPI más bajos con valores de reflectividad radar superiores o iguales a 35 dBZ registrados a lo largo de 51 días convectivos de los meses de junio, julio y agosto (a) y 16 de septiembre (b) de 2003. Intervalo de contorno 5% (Pascual et al., 2004)

Para que el análisis del dato radar sea lo más preciso posible es necesario que éste sea de la máxima calidad y disponer de campos de reflectividad mejorados en los que previamente se hayan corregido algunos efectos perturbadores: ecos de tierra (su eliminación y sustitución), apantallamientos orográficos (con recuperación parcial de la señal a «sotavento» de la montaña), corrección de las fluctuaciones en la señal emitida por inestabilidad electrónica del transmisor y pérdidas generales de señal por precipitación sobre el radomo (Sempere-Torres et al., 2003). Para ello se han utilizado la aplicación VISRAD y los algoritmos en ella incluidos, desarrollados por la Universitat Politècnica de Catalunya en colaboración con el CMT en Catalunya.

3) Finalmente, un análisis posterior detallado de los métodos objetivos utilizados ha sugerido que antes de establecer conclusiones definitivas es necesario tener en cuenta otros factores inherentes a la propia medición radar (atenuación por lluvia, ecos asociados a propagación anómala, apantallamiento no corregido, etc.) y a las características de los algoritmos de identificación y *tracking* (umbrales, métodos de asignación), no diseñados ni construidos para el análisis del inicio de la convección sino para la identificación, caracterización, seguimiento y extrapolación de células convectivas de cierta intensidad (en fase de madurez probablemente) (Martín, 2001; Martín et al., 2002) (figura 4).

Las fusiones (*mergings*) y divisiones (*splits*), tanto si están asociados a procesos físicos reales (uniones o separaciones de corrientes ascendentes) como a «artefactos» radar son difíciles de tratar de manera objetiva y en nuestro caso ha requerido un análisis subjetivo detallado no exento de una cierta arbitrariedad a la hora de considerar la aparición de células nuevas o la desaparición de antiguas.

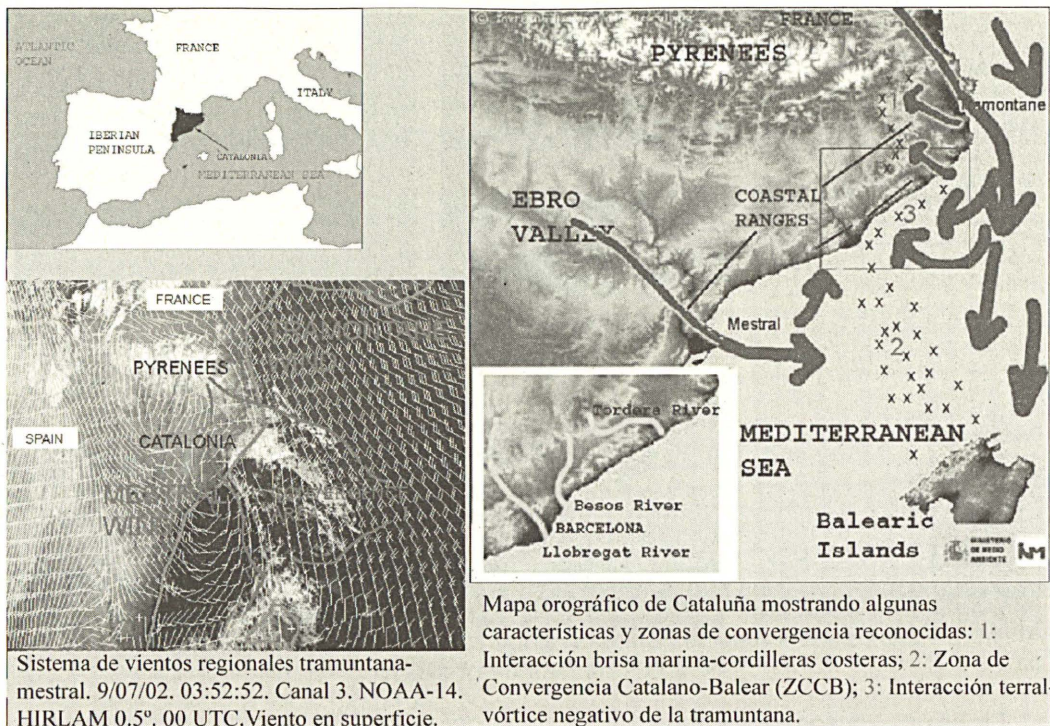


**Figura 4.** Imágenes de reflectividad radar del primer PPI (abajo) y convectivas (arriba), correspondientes al día 19 de septiembre de 2000. (a) 13:00 UTC, (b) 13:10 UTC y (c) 13:20 UTC. El área mostrada corresponde al extremo sur de la provincia de Lleida. Se observa como la estructura radar 2D número 10 identificada a las 13:00 UTC desaparece como tal a las 13:10 UTC pero vuelve a ser identificada como la 5 a las 13:20 UTC. Esta «desaparición» y el «renacimiento» asociado, posiblemente relacionados con una pérdida de señal por apantallamiento orográfico no corregido, implican que la estructura 5 sea considerada como «nueva» cuando en realidad hace al menos 20' que ya existe. Aún en el caso en que la «desaparición» correspondiese a una disminución real en la intensidad de la precipitación no debería considerarse la célula 5 como nueva a efectos del estudio de los mecanismos, zonas o momentos favorables al inicio de la convección. Las imágenes convectivas han sido extraídas con la aplicación operativa en el INM YRADAR (Martín, 2001; Martín et al., 2002) y las originales mediante VISRAD (GRAHI/UPC-CMTC) (Escala en Figura 6)

### Ejemplos de zonas de convergencia asociadas a la orografía y/o a regímenes de vientos locales o regionales

El establecimiento del sistema de vientos regionales tramuntana-mestral asociado a las situaciones sinópticas de componente norte post-frontales en el nordeste de la península Ibérica y el consecuente dipolo orográfico pirenaico determinan la aparición de lo que se ha bautizado como Zona de Convergencia Catalano-Balear (ZCCB), asociada a un frente frío superficial. Se sitúa normalmente en la zona marítima comprendida entre las costas catalanas y las Baleares y en ella se desarrolla a menudo convección tanto somera como profunda. El extremo occidental de dicha zona de convergencia, situado sobre tierra, ha recibido el nombre de Zona de Convergencia del Nordeste (ZCNE) y tiene una gran influencia en el desarrollo de chubascos y tormentas en el nordeste de Catalunya y en la costa central. Allí donde el relieve lo facilita se registran con una relativamente alta frecuencia crecidas de ramblas (*rierales*) y las consecuentes inundaciones repentinas con gran impacto a escala local (Pascual, 1999; Pascual y Callado, 2002) (figura 5).

El estudio de un gran número de granizadas en los llanos del oeste de Catalunya (provincia de Lleida) ha servido también para identificar algunas áreas favorables al desarrollo de los primeros núcleos de tormenta (Pascual, 2002). Es importante recalcar que una vez han surgido los primeros núcleos, éstos son capaces de modificar el entorno lo-

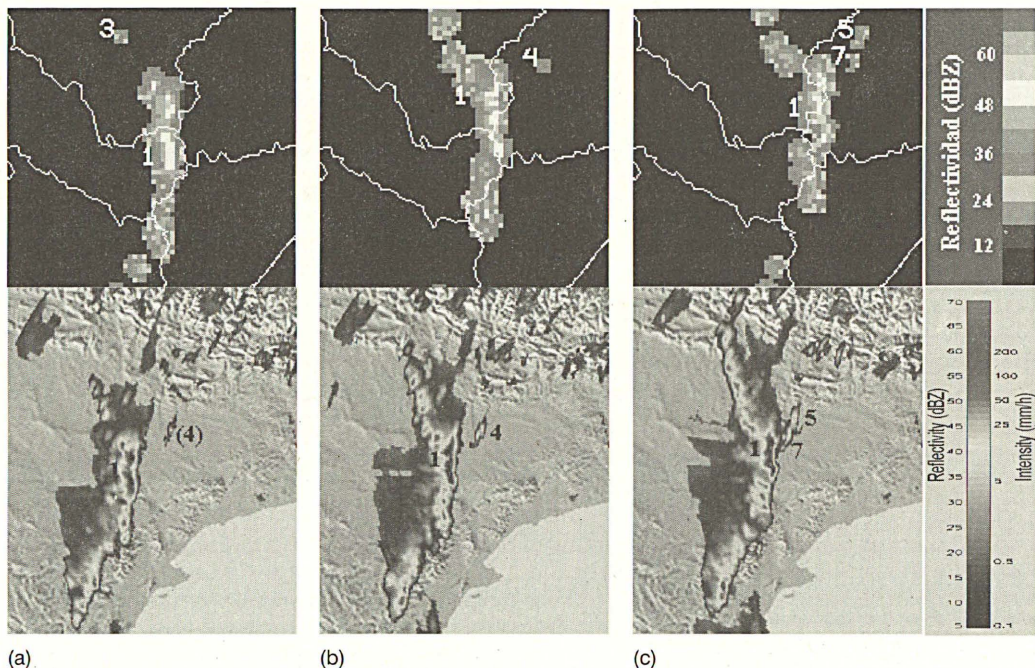


**Figura 5.** Sistema de vientos regionales tramuntana-mestral y algunas áreas de convergencia asociadas (Pascual y Callado, 2002)

cal e incluso mesoscalar y favorecer el inicio de nueva convección, que podría llamarse por ello de segunda generación o convección secundaria (Banta, 1990), mediante el mecanismo de inicio en el frente de racha. Sin embargo, el comportamiento autoconvectivo de los frentes de racha es poco frecuente y normalmente es la interacción entre varios de ellos o entre uno de ellos y un flujo local o mesoscalar o con la orografía lo que dispara la nueva convección (Koch y Ray, 1997; Pascual, 2001) (figura 6). En este estudio también se estableció la presencia de una frontera recurrente en capas bajas orientada aproximadamente norte-sur o noroeste-sudeste sobre el valle medio del Ebro y una baja dinámica-térmica mesoscalar a sotavento (NE) del sistema Ibérico.

Como ejemplos de zonas de convergencia a escala local se han sugerido las desembocaduras de los principales ríos (Callado y Pascual, 2002). Estas convergencias pueden ser debidas tanto a la desaceleración de los vientos terrales nocturnos al entrar en aguas costeras como a la convergencia de estos terrales con un flujo sinóptico o mesoscalar de componente este. Estas circunstancias podrían estar detrás del hecho de que algunos de los observatorios situados en las cercanías de dichas desembocaduras tengan una frecuencia de lluvias intensas superior a la de otros puntos de la misma comarca (figura 7).

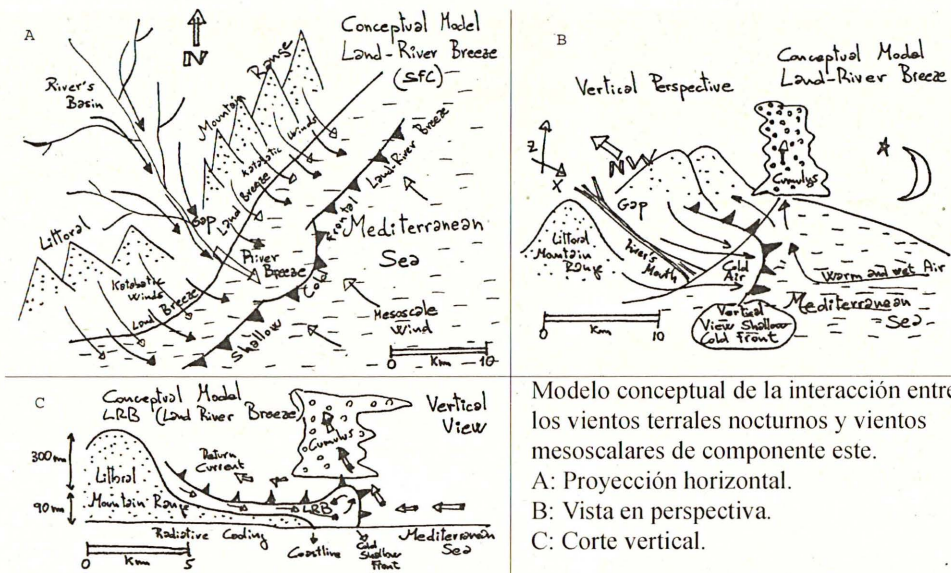
En cuanto a la convección pirenaica en Catalunya diferentes trabajos sugieren que el sector más oriental de la cordillera es el más favorable para el desarrollo de convección (Terradelles, 1997; Pascual *et al.*, 2004) aunque de hecho a lo largo de toda la cordillera



**Figura 6.** *Imágenes de reflectividad radar del primer PPI (abajo) y convectivas correspondientes al día 4 de junio de 2002 (a) 17:10 UTC, (b) 17:20 UTC y (c) 17:30 UTC. El área mostrada corresponde a la zona fronteriza entre Lleida, Tarragona, Huesca, Zaragoza y Teruel. Se observa como la estructura radar 2D número 4 identificada a las 17:10 UTC ya está presente a las 17:00 UTC pero sin cumplir los criterios establecidos para ser considerada como estructura potencialmente convectiva. En esta ocasión sería erróneo considerar las coordenadas del centroide de 4 como un lugar de inicio de convección. Por otro lado la posición y movimiento relativos de las estructuras 4 y 1 (posteriormente 5, 7 y 1) sugieren que la interacción del frente de racha asociado a la línea de turbonada con algún tipo de estructura lineal estacionaria previa (aparente en la disposición de los ecos pirenaicos) sea responsable del surgimiento de la célula 4. Las imágenes convectivas han sido extraídas con la aplicación operativa en el INM YRADAR (Martín, 2001; Martín et al., 2002) y las originales mediante VISRAD (GRAHI/UPC-CMTC)*

hay otros máximos de frecuencia situados en el Pirineo Central aragonés. Esta convección además se desarrolla más tempranamente tanto a escala estacional como diaria. Estos hechos podrían explicarse en parte debido a su menor elevación y por lo tanto menor período de innivación y entrada en condiciones casi estivales (vientos de ladera, brisas de valle y montaña), más avanzada que en el Pirineo occidental) y a su mayor disponibilidad de humedad, asociada posiblemente a su cercanía al mar (Vilar, 1995; Callado y Pascual, 2004) (figura 8).

Estas tormentas del Pirineo oriental tienen a menudo tendencia a desplazarse (propagarse) hacia el sur-sudeste siguiendo los valles por los que circulan los principales ríos y que canalizan el flujo resultante del acoplamiento entre la brisa marina y la de valle. Por



Modelo conceptual de la interacción entre los vientos terrales nocturnos y vientos mesoscalares de componente este.  
 A: Proyección horizontal.  
 B: Vista en perspectiva.  
 C: Corte vertical.

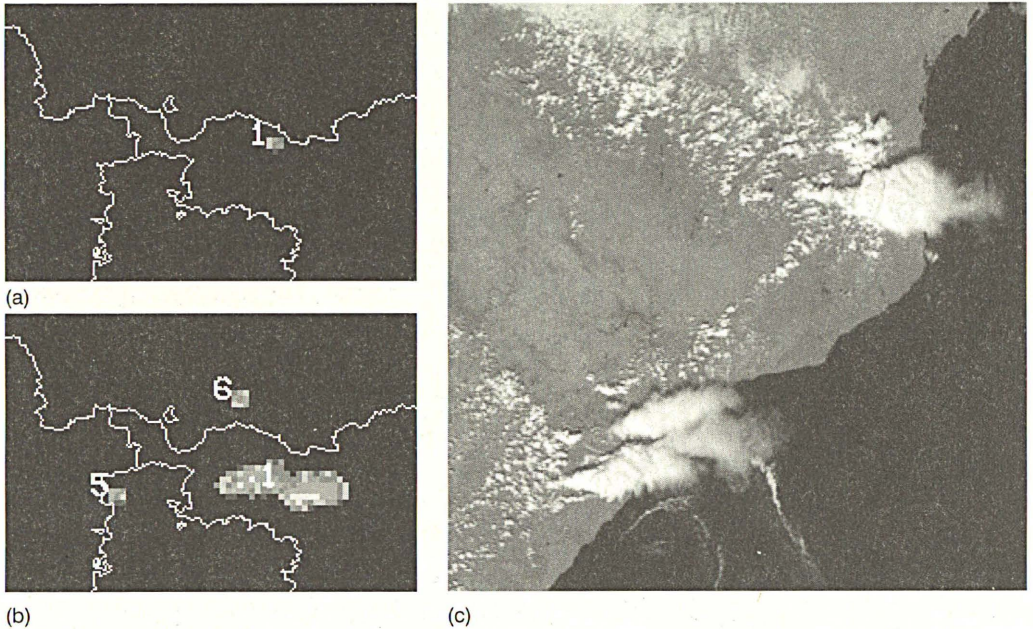
**Figura 7.** Modelo conceptual propuesto para explicar un tipo de convección que con frecuencia se desarrolla en las aguas costeras catalanas durante la noche (Callado y Pascual, 2002)

lo tanto, nuevamente las tormentas surgidas al pie del Pirineo e incluso bastante más al sur podrían calificarse como de segunda generación (Pascual, 1999).

### Reflexión final

El conocimiento de los mecanismos que llevan al inicio de la convección y de las áreas y momentos más favorables en un determinado dominio geográfico según las condiciones meteorológicas sinópticas y mesoscalares es fundamental para realizar un adecuado pronóstico en el corto o en el muy corto plazo y la predicción inmediata.

Hay muchos datos y herramientas disponibles que permiten una aproximación a esta cuestión y aunque los resultados de los estudios no sean siempre totalmente concluyentes parece conveniente disponer de la distribución espacio-temporal aproximada de generación de convección en los diferentes ámbitos geográficos con los que tratan los predictores del INM. Se debe destacar entre las nuevas posibilidades el uso de las imágenes originales procedentes del Meteosat-8 y la multitud de productos y software elaborados por el SAF de Nowcasting de EUMETSAT, liderado por el INM.



**Figura 8.** 26 de agosto de 2003. (a) Imagen convectiva 11:40 UTC. (b) Imagen convectiva 13:50 UTC. (c) NOAA-16 Canal 12 13:50 UTC. El área mostrada corresponde a la zona fronteriza entre Girona, Barcelona, Lleida y Francia. A lo largo de este día solamente se desarrolló convección profunda en el Pirineo Oriental y el extremo oriental del Sistema Ibérico, sin embargo la nubosidad convectiva orográfica fue abundante en el Pirineo y otras cordilleras menores. Durante las dos horas comprendidas entre las 11:40 UTC y las 13:50 UTC surgieron nuevas células en el Pirineo Oriental. Los nuevos desarrollos surgieron alejados de las cumbres principales. Las imágenes convectivas han sido extraídas con la aplicación YRADAR (Martín, 2001; Martín et al., 2002) y la de satélite mediante la aplicación McIDAS. Escala en la figura 6

## Bibliografía

- ÁLVAREZ, E. (2000). Climatología de descargas eléctricas. V Simposio Nacional de Predicción. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 20-23 noviembre 2001.
- BANTA, R. M. (1990). The role of mountain flows in making clouds. En *Atmospheric Processes over complex terrain*. W. Blumen (ed.), AMS, 229-283.
- BROWNING, K. A. y C. G. COLLIER (1982). An integrated radar-satellite nowcasting system in the UK. En *Nowcasting*. K. A. Browning (ed.), Academic Press, 47-61.
- CALLADO, A. y R. PASCUAL (2002). Storms in front of the mouth rivers in north-eastern coast of Iberian Peninsula. 4<sup>th</sup> Plinius Conference on Mediterranean Storms. Formentor, 2-4 octubre 2002.
- CALLADO, A. y R. PASCUAL (2004). Diagnosis and modelling of summer convective storms over Mediterranean Pyrenees. 6<sup>th</sup> Plinius Conference on Mediterranean Storms. Mediterranean Sea, 17-24 octubre 2004.
- CANO, D., B. TÉLLEZ, I. PALACIO y P. ARIAS (2001). Estudio de las zonas más favorables para el desarrollo de tormentas en la Meseta meridional. *El Tiempo del Clima*, 313-324, AEC.

- CASTRO, A. y J. L. SÁNCHEZ (1990). Índices de formación de tormentas y su relación con factores geográficos y topográficos en el Valle Medio del Ebro. *Revista de Geofísica*, **46**, 181-192.
- DOSWELL, C. A. III, HAROLD E. BROOKS, y ROBERT A. MADDOX (1996). Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560-581.
- KLIMOWSKI, B. A., R. PRZYBYLINSKI, G. SCHMOCKER y M. R. HJELMFELT (2000). Observations of the formation and early evolution of bow echoes. 20<sup>th</sup> Conf. On Severe Local Storms, Orlando, FL, Amer. Meteor. Soc.
- KOCH, S. E. y C. A. RAY (1997). Mesoanalysis of summertime convergence zones in central and eastern North Carolina. *Weather and Forecasting*, **12**, 56-77.
- MACKEEN, P. L., K. W. HOWARD y D. SCHULTZ (2001). Initiation and evolution of summertime storms in central Arizona. 30th International Conference on Radar Meteorology. Munich (Germany), 19-24 julio 2001.
- MARTÍN, F., L. DE ESTEBAN y R. RIOSALIDO (1993). *Caracterización de la convección estival en la zona centro. Campaña 1992. Nota técnica núm. 13 del STAP*. Instituto Nacional de Meteorología.
- MARTÍN, F. (1999). Caracterización de la actividad tormentosa peninsular y áreas limítrofes durante el período estival de 1994. IV Simposio Nacional de Predicción. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 15-19 abril 1996.
- MARTÍN, F. (2001). Identificación objetiva de estructuras convectivas a partir de los datos radar del PPI/CAPPI bajo en MCIDAS. V Simposio Nacional de Predicción. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 20-23 noviembre 2001.
- MARTÍN, F., O. CARRETERO e I. SAN AMBROSIO (2002). Análisis de estructuras y células convectivas mediante datos de radar regional: Aplicación YRADAR. Publicación interna del INM.
- PASCUAL, R. (1999). Convección estival en Cataluña. Un análisis mediante imágenes IR de Meteosat. IV Simposio Nacional de Predicción. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 15-19 abril 1996.
- PASCUAL, R. (1999). *Estudio de precipitaciones intensas en la comarca catalana del Maresme. Nota técnica núm. 1 del Centro Meteorológico Territorial de Catalunya*. Ed: Centro de Publicaciones. Secretaría General Técnica. Ministerio de Medio Ambiente.
- PASCUAL, R. (2001). *Estudio de la situación de lluvias intensas en Cataluña del 4 de agosto de 2000. Nota técnica núm. 2 del Centro Meteorológico Territorial de Catalunya*. Ed: Centro de Publicaciones. Secretaría General Técnica. Ministerio de Medio Ambiente.
- PASCUAL, R. (2002). *Estudio de las granizadas en el llano de Lleida. Nota técnica núm. 3 del Centro Meteorológico Territorial de Catalunya*. Ed: Centro de Publicaciones. Secretaría General Técnica. Ministerio de Medio Ambiente.
- PASCUAL, R. y A. CALLADO (2002). Mesoanalysis of recurrent convergence zones in north-eastern Iberian Peninsula. Second European Conference on Radar Meteorology (ERAD) in conjunction with COST 717 mid-term seminar. Delft (Holanda), 8-22 noviembre 2002.
- PASCUAL, R., A. CALLADO y M. BERENQUER (2004). Convective storm initiation in central Catalonia. Third European Conference on Radar Meteorology (ERAD) in conjunction with COST 717 Final Seminar. Visby (Suecia), 6-10 septiembre 2004.
- PURDOM, J. F. W. (1982). Subjective interpretations of geostationary satellite data for nowcasting. En *Nowcasting*. K. A. Browning (ed.), Academic Press, 149-166.
- RIOSALIDO, R. (1997). STArPcw: Software de Tratamiento y Análisis de datos radar en Pc bajo entorno windows. Guía del Usuario.
- ROBERTS, R. D. y S. RUTLEDGE (2003). Nowcasting Storm Initiation and Growth using GOES-8 and WSR-88D Data. *Weather and Forecasting*, **18**, 562-584.

- SEMPERE-TORRES, D., R. SÁNCHEZ-DIEZMA, M. BERENQUER, R. PASCUAL y I. ZAWADZKI (2003). Improving radar rainfall measurement stability using mountain returns in real time. 31th Conference on Radar Meteorology. Seattle (USA), 6-12 agosto 2003.
- TERRADELLES, E. (1997). Main features of the distribution of the atmospheric electric activity in Catalonia and the surrounding mediterranean area. INM/WMO International Symposium on Cyclones and Hazardous Weather in the Mediterranean. Palma de Mallorca, 14-17 abril 1997.
- TERRADELLES, E. (1999). Focalización de la convección estival en Cataluña. IV Simposio Nacional de Predicción. Instituto Nacional de Meteorología. Madrid, 15-19 abril 1996.
- VILAR, F. (1995). Situaciones, riesgos y recurrencia de tormentas intensas en el Pirineo Oriental. En *Situaciones de riesgo climático en España*. J. Creus (ed.). Instituto Pirenaico de Ecología.
- VISRAD. [www.grahi.upc.es](http://www.grahi.upc.es); [cmtbar.inm.es/gpv/radar](http://cmtbar.inm.es/gpv/radar)
- WILSON, J. W. y W. E. SCHREIBER (1986). Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. *Monthly Weather Review*, **114**, 2516-2536.
- WILSON, J. W. y D. L. MEGENHARDT (1997). Thunderstorm initiation, organization, and life time associated with Florida boundary layer convergence lines.
- WILSON, J. W., N. A. CROOK, C. K. MUELLER, J. SUN y M. DIXON (1998). Nowcasting Thunderstorms: A status Report. *BAMS*, **79**, 2079-2099.
- WILSON, J. W. y R. D. ROBERTS (2004). Summary of convective storm initiation and evolution during IHOP. Third European Conference on Radar Meteorology (ERAD) in conjunction with COST 717 Final Seminar. Visby (Suecia), 6-10 septiembre 2004.