

USO DE MODELOS CONCEPTUALES DE MESOESCALA REGIONALIZADOS PARA EL ESTUDIO DE UNA SITUACIÓN CONVECTIVA EN EL CMT DE MADRID Y CASTILLA LA MANCHA

B. Téllez Jurado (1)
D. Cano Espadas (2)
I. Palacio García (2)
A. Roa Alonso (2)

SED del CMT en Madrid y Castilla la Mancha. INM
GPV del CMT en Madrid y Castilla la Mancha. INM

RESUMEN

El objeto del trabajo es el estudio de la situación meteorológica del día 11 de septiembre de 2000. La convección formada en el Sistema Central genera nuevos desarrollos en unas zonas determinadas. En otras, aunque inhibida la convección, se producen perturbaciones de temperatura y viento de difícil pronóstico. El estudio se realiza a partir de todos los datos disponibles, con especial énfasis en los de teledetección y de tierra.

1. Introducción

El diagnóstico de este día se realiza haciendo uso de varios modelos conceptuales de distintas escalas. A escala sinóptica utilizamos el de ciclogénesis rápida que nos permite identificar las áreas inestables. En la escala meso alfa y meso beta utilizamos el modelo de ciclogénesis regionalizado, con el cual identificamos las áreas de convergencia en nuestra región. Por último, utilizamos el modelo de Fujita para explicar la interacción del frente de racha con el entorno y los efectos del embolsamiento frío.

2. Situación sinóptica

Aplicando en la imagen de las 12 horas (fig. 1) el modelo conceptual de ciclogénesis rápida, concretamente del tipo “escudo nuboso”, *cloud head* en la literatura anglosajona (Winkler, Zwatz-Meise y otros, 1999), podemos hacer un diagnóstico de los principales flujos relativos que intervienen en el sistema:

1) Una banda nubosa (WCB1) asociada a una corriente húmeda procedente del Sur. Paralela a esta banda nubosa hay un máximo de viento, J1. 2) Un escudo nuboso (WCB2) resultado de las ascendencias desde los niveles bajos de aire cálido y húmedo procedente del Este. Este último, además de tener un marcado giro ciclónico, presenta la forma de “V” típica de esta clase de ciclogénesis. 3) Una zona amplia y oscura que separa ambas masas nubosas. Esta zona seca, debida a la advección de aire subsidente desde la baja estratosfera o la alta troposfera, tiene varios efectos. Por una parte, en la región de salida derecha del máximo de vientos, J1, se observan tonalidades grisáceas estratificadas, lagunas de aire seco subsidente que se introducen en la banda nubosa, disipando la nubosidad desde las capas altas, hecho que queda resaltado con la forma semicircular que se observa en la banda nubosa. Por otra parte, en el borde interior del escudo nuboso se aprecia un fuerte gradiente de grises, identificable con intensos contrastes térmicos, de humedad y de viento. El aire adveccionado por la intrusión seca está caracterizado por valores altos de vorticidad potencial. Es en el área donde se yuxtaponen a los ascensos de aire cálido y húmedo del escudo nuboso donde la estratificación es inestable y es en esa zona donde están ocurriendo las tormentas. Por último, en el centro de la zona oscura el aire subsidente penetra en un amplio estrato de la atmósfera, quedando el centro de la Península libre de nubes.

Aplicando las teorías de ciclogénesis de Hoskins (Hoskins, 1985) debemos vigilar aquellas zonas en las que existan también anomalías de vorticidad positivas en niveles bajos y gérmenes de ciclogénesis preexistentes, que puedan entrar en sinergia generando nuevos focos de convección o reactivando la ya existente.

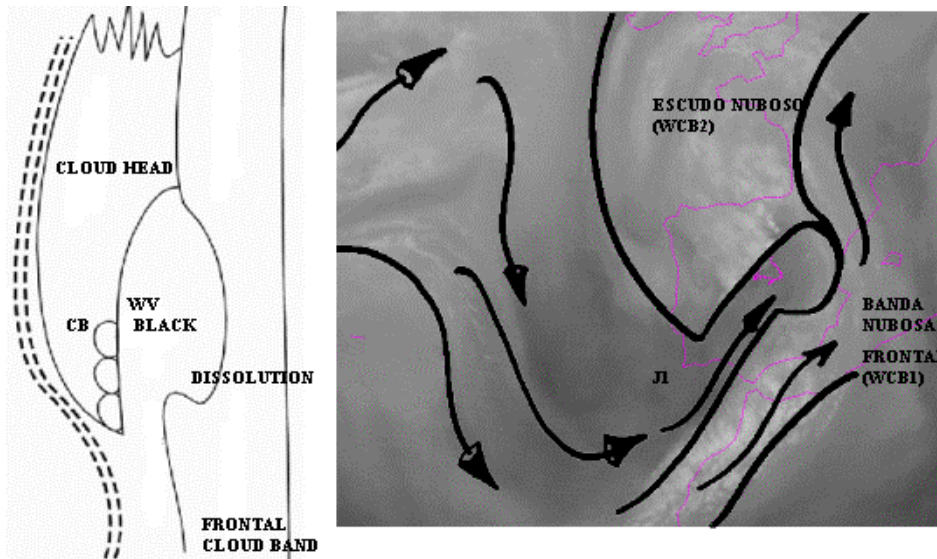


Figura 1: Imagen WV del día 11 de septiembre de 2000 a las 12Z (derecha). Modelo conceptual de estructura nubosa vista por satélite correspondiente a *cloud head* en un estado avanzado (izquierda).

3. Escalas meso alfa y meso beta

3.1 Meso alfa: la Península Ibérica

El modelo conceptual de ciclogénesis regionalizado (Cano y otros, 2000) nos permite hacernos una idea general de las convergencias de masas de aire que intervienen en los procesos de ciclogénesis en el interior peninsular. Así, podemos analizar los niveles medios y bajos como la convergencia de tres masas. La primera, aire frío y subsidente, procedente del Norte, que desciende en latitud y en altitud y que, tras un giro ciclónico, asciende de nuevo, entrando en el interior de la Península como suroestes (ábregos), favorecido por los valles del Guadalquivir, Guadiana y Tajo. Una segunda masa, mediterránea cálida, entra a la Península bordeando el Sistema Ibérico, siendo la rama norte más húmeda que la que entra por Albacete. El aire húmedo procedente de niveles bajos llega hasta el Sistema Central al tiempo que se eleva, transportando humedad a capas más altas. Y una tercera masa generada en el interior, organizada según el modelo de Baja Térmica Peninsular, que es capaz de atraer y reorganizar tanto los ábregos como los levantes. Aparte de esta primera zona de convergencia suroestes-levantes, debemos buscar aquellas zonas “gérmenes de ciclogénesis” donde la convección pueda generarse o activarse (Cano y otros, 2001).

3.2 Meso beta

En el análisis mesoescalar (meso beta) de las 12Z encontramos (fig. 2):

1.- Líneas de convergencia:

LC1. La convergencia de los vientos del suroeste y de los levantes queda reforzada por la estructura dipolar en tierra causada por estos últimos al bordear el Sistema Ibérico y por la brisa diurna que, además de converger en las cumbres montañosas, favorece la entrada de los vientos de levante creando una zona de convergencia brisa-levante-suroeste por el Alto Tajo hasta Molina. De hecho, la inestabilidad de esta línea de convergencia se aprecia claramente en la imagen visible mediante brillantes cúmulos, cosa que no sucede en los Montes de Toledo.

LC2. Formada por los suroeste y los surestes en La Mancha, al Este de los Montes de Toledo. No hay que olvidar que los surestes que entran por Albacete son secos, por lo que esta zona de convergencia es más estable que la anterior.

2.- En las laderas del Sistema Central el flujo es divergente. Esto es el resultado de una amalgama de descendencias frías de varias células tormentosas individuales. En los bordes delanteros de estos domos de aire denso que se esparcen y actúan como corrientes descendentes observamos los frentes de racha.

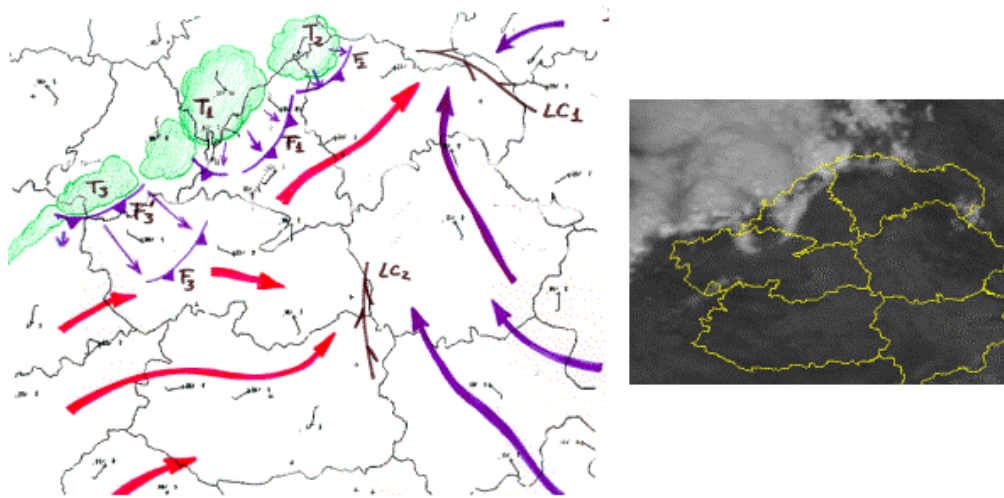


Figura 2: Análisis subjetivo mesoescalar de las 12Z (izquierda). LC1, LC2, líneas de convergencia; líneas azules gruesas, levantes; líneas rojas gruesas, ábregos; T1, T2, T3, tormentas; líneas azules finas, flujos de salida; F1, F2, F3, F3', frentes de racha individuales. Imagen VIS de las 12Z (derecha).

4. Sondeo

El sondeo del mediodía de Madrid-Barajas presenta muchas similitudes con el tipo “V-invertida” propuesto por varios autores como prototipo de descendencias secas. Es un sondeo muy seco en todos los niveles excepto en la zona de estrangulamiento, donde es más húmedo. En él se observan características que influyen positivamente en la flotabilidad negativa de la burbuja: fuerte gradiente vertical de temperaturas en capas bajas-medias; capa seca en niveles bajos y NCL alto (675mb, 3472m.) y próximo a la isocero (633mb, 3990m); valores de CAPE bajos; cizalladura débil.

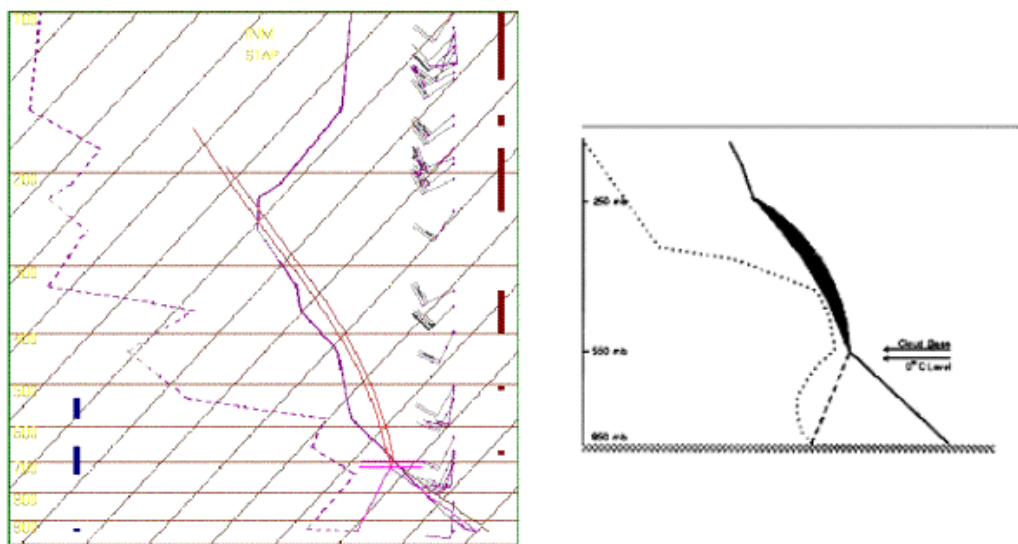


Figura 3: Sondeo de Madrid-Barajas de las 12Z (izquierda). Modelo de sondeo en “V-invertida” (Brown y otros, 1982, tomado de Stewart y Vasiloff, 1999) (derecha).

5. Efectos del frente de racha y del embolsamiento frío

Las descendencias asociadas a las tormentas producen una serie de efectos en superficie debido a la expansión a partir de su origen (según modelo de Fujita). A las 15Z (fig. 4) el aire frío procedente de cada una de las células tormentosas se ha fundido hasta formar una masa superficial fría, relativamente extensa. Los diversos microfrentes correspondientes a las células individuales se han aniquilado entre sí, salvo los que quedan en el borde de la masa fría, que se unen cerrando buena parte de la mesoalta (Jansà, 1990). Este borde se puede observar gracias al estrecho arco nuboso, casi continuo, formado por brillantes cúmulos, que dibuja un semicírculo al Este del Sistema Central. Una amplia zona sin nubes queda entre el arco nuboso y el sistema tormentoso inicial. Al Oeste del Sistema Central se puede observar también el flujo de viento radial, lo que indica que el frente de racha forma un círculo completo, pero la cizalladura del viento en capas bajas, del Oeste, favorece los desarrollos convectivos en su misma dirección y los inhibe en la opuesta (Elizaga, Martín y otros, 2001), por lo que no aparece un arco nuboso en la mitad occidental del frente de racha.

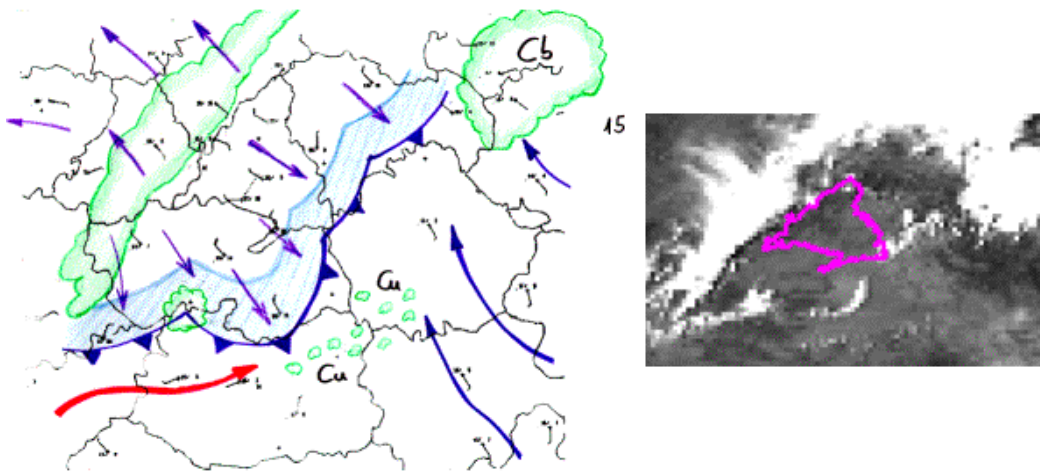


Figura 4: Análisis subjetivo mesoescalar de las 15Z (izquierda). Líneas azules gruesas, levantes; líneas rojas gruesas, ábregos; líneas azules finas, flujo de salida; se observa un único frente de racha, tras el cual se ha dibujado una banda azul correspondiente al embolsamiento frío. Imagen VIS de las 15Z, en la que puede verse el arco nuboso casi continuo, con cielos despejados entre éste y los núcleos tormentosos originarios (derecha).

El frente de racha, en su desplazamiento, atraviesa zonas de diversas características, produciéndose distintos efectos. Por lo general, el estrato desde la superficie hasta el nivel de convección libre (NCL) es muy profundo y el movimiento vertical no lo alcanza, desarrollándose sólo una estrecha línea de nubes que no tarda en disiparse. Pero algunos efectos se pueden sumar al forzamiento vertical que produce el frente de racha, favoreciendo la convección, que puede llegar a alcanzar el NCL. Los más importantes, entre otros, son 1) la existencia previa de cúmulos, 2) las líneas de convergencia, 3) la confluencia con otro arco nuboso y 4) el ascenso orográfico (Bader, Forbes y otros, 1995).

Los efectos mencionados se observan a partir de las 15Z. Así, tenemos que los pequeños cúmulos que se ven en La Mancha se desarrollan posteriormente al paso del frente, mientras que en el Sistema Ibérico, donde la inestabilidad preexistente es mayor, como indica la presencia de cumulonimbos, la llegada del frente contribuirá a sostener y activar la convección profunda. En los Montes de Toledo, donde no había convección previa, se ha desarrollado con la llegada simultánea de dos frentes, fundidos en uno solo, sumándose el efecto orográfico al de confluencia de arcos nubosos.

Tras el frente de racha se ha dibujado una zona azul de un cierto grosor, que simboliza el embolsamiento frío del cual el frente constituye el borde de ataque o interfase entre el aire más denso y frío procedente de las tormentas y el cálido y menos denso del entorno. La forma concreta de esta corriente de densidad que es el flujo de salida de las tormentas ha sido obtenida gracias al estudio pormenorizado de los registros de las diversas estaciones automáticas por las que pasa el frente de racha a lo largo de su ciclo de vida. Podría compararse a un anillo de humo (fig. 5, izda.), originalmente circular y compacto, que posteriormente se abre por su centro, al tiempo que se expande, con velocidad progresivamente menor, y se estrecha. Visto en corte vertical (fig. 5, dcha.), tendríamos una masa fría y densa que se desplaza radialmente, mientras que en su centro se produce subsidencia y calentamiento (siempre y cuando hayan cesado las tormentas y no haya nueva alimentación de aire frío).

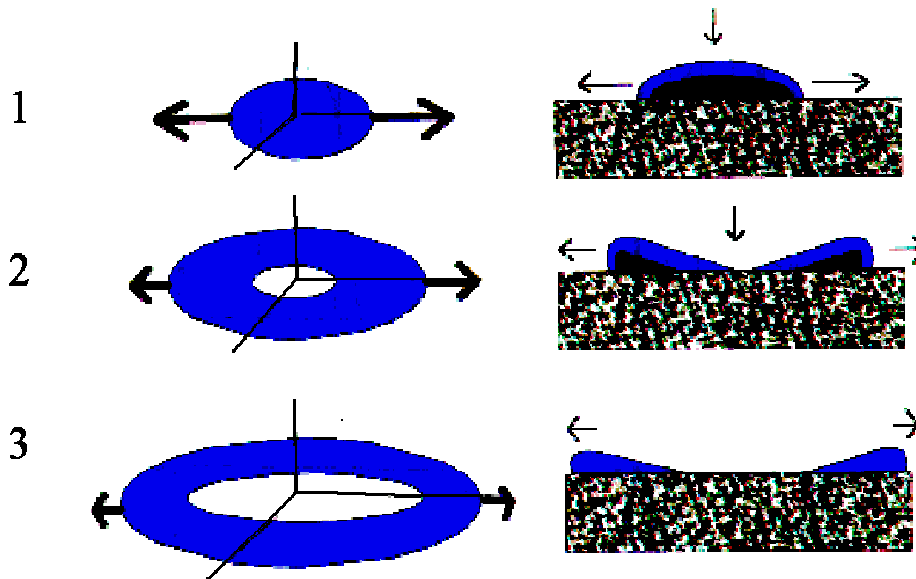


Figura 5: Flujo de salida de las tormentas. Perspectiva oblicua (izquierda). Corte vertical (derecha).

La onda se propaga en todas direcciones y su borde de ataque, correspondiente al frente de racha, es más abrupto que el de salida, por lo que los efectos que marcan su llegada (giro del viento y aumento de su velocidad, subida de la presión y disminución de la temperatura) son más bruscos que los que muestran su retirada (aumento de la temperatura y descenso de la presión; el viento ya no gira pero sí disminuye su velocidad). Cuando la onda se ha desplazado a gran distancia los efectos son mucho menores, pues su velocidad disminuye y la temperatura del aire en su interior aumenta, por rozamiento y calentamiento diurno, pues se desplaza más de 200 Km a lo largo de 9 horas, entre las 11Z y las 20Z.

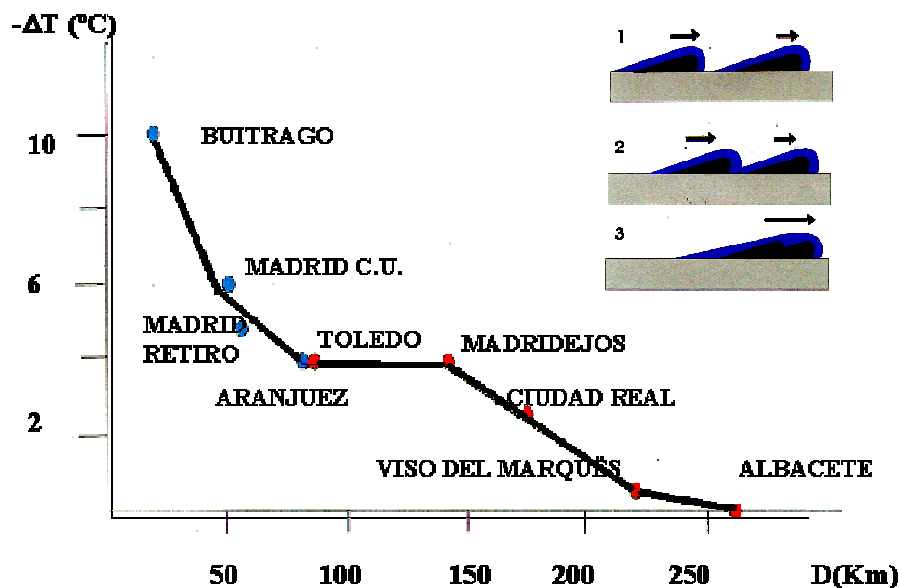


Figura 6: Incremento de T en función de la distancia al origen de los núcleos tormentosos. Los puntos azules/rojos indican las localidades afectadas por una /dos corriente/s de densidad. En la esquina superior derecha se esquematiza la unión de dos corrientes de densidad consecutivas.

Para el estudio detallado del frente de racha a lo largo de su ciclo de vida escogemos un sector que, partiendo de la Sierra de Guadarrama, abarca unos 45° alrededor del SSE y hasta una distancia de aproximadamente 260 Km. En este sector se observan hasta Aranjuez los efectos de un único frente, el que hemos llamado F1, originado por T1 (fig. 2 izqda.). A Toledo, sin embargo, llega primero el F3, y unos 20' ó 30' más tarde el F1, sumando sus efectos, por lo que a partir de allí se considera el frente F1+F3, que barre el sector descrito. Los efectos estudiados han sido la variación de la velocidad del viento (con rachas de hasta 40 kt) y de su dirección (brusco giro), la disminución de temperatura (hasta

10° C) y el aumento de la presión (hasta 1,5 mb). Se ha estimado también la anchura de la onda al paso por cada E.M.A. a partir del tiempo estimado durante el que se mantienen dichos efectos y de la velocidad del viento durante dicho periodo.

En la figura 6 se muestra la variación de temperatura, siempre negativa y decreciente desde el origen, para las distintas E.M.A.s estudiadas. Desde Buitrago hasta Aranjuez la temperatura decrece de modo cuasi exponencial según nos alejamos del origen, lo que interpretamos como el efecto de un solo frente (F1) a lo largo de su recorrido. Sin embargo, a partir de Toledo y hasta Madridejos, 55 km más allá, se mantiene el mismo descenso de T, volviendo a descender desde esta última estación de forma cuasi exponencial, hasta que deja de ser apreciable antes de llegar a Albacete. Esto lo interpretamos como la unión de dos corrientes de densidad consecutivas que se funden en una, prolongándose sus efectos en el espacio y en el tiempo, y lo intentamos simbolizar con el esquema de la figura 6, esquina superior derecha.

Los estudios (no mostrados aquí) sobre la variación del viento, tanto de su dirección como de su velocidad, así como de la presión, y las conclusiones a las que nos han llevado, apoyan la visión de la corriente de densidad en forma de onda viajera única expandiéndose a partir de su origen que hemos propuesto.

6. Conclusiones

1. El uso de modelos conceptuales de escala sinóptica basados en las imágenes de satélite (especialmente en el canal WV) y en flujos relativos, nos da una idea global de lo que está ocurriendo y nos previene sobre la evolución posterior. Hechos que se contrastarán, lógicamente, con los modelos numéricos.
2. La interacción de modelos conceptuales de mesoescala (brisas de montaña, dipolo orográfico) sobre el terreno físico de la Meseta Meridional nos lleva a la determinación de las líneas de convergencia, elementos clave para la creación o regeneración de núcleos tormentosos.
3. En la bibliografía meteorológica se encuentran modelos que explican los estados iniciales de las descendencias de aire frío producidas durante las tormentas y sus frentes de racha asociados. El estudio detallado de las E.M.A.s nos ha permitido conocer la evolución posterior de estos embolsamientos fríos de origen convectivo y proponer un sencillo modelo conceptual que dé cuenta de los efectos observados.

Referencias

- Bader, M. J., Forbes, G. S. y otros, 1995: Images in weather forecasting, Cambridge University Press.
- Cano, D., Palacios, J.I., Téllez, B., Arias, P., 2001: "Estudio de las zonas más favorables para el desarrollo de tormentas en la Meseta Meridional", El Tiempo del Clima, 313-324, AEC.
- Cano, D., Palacio J.I., Téllez, B., 2000: "La pluma", II Seminario de convección, Intranet del INM.
- Elizaga, F. Martín, F., Carretero, O., San Ambrosio, I., 2001: Diagnóstico y predicción de la convección profunda, Nota Técnica del S.T.A.P. nº 35, INM.
- Hoskins, B.J. y otros, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, Quart. J. Roy. Met. Soc., 111, 877-946.
- Jansà, A., 1990: Notas sobre análisis meteorológico mesoescalar en niveles bajos, INM.
- Stewart, S.C. y Vasiloff, 1999: Western region downburst prediction module, NOAA.
- Winkler, Zwatz-Meise, V. y otros, 1999: Manual of Synoptic Satellite Meteorology, Versión 3.0, ZAMG.