

# ESTUDIO DIAGNÓSTICO DE LA CICLOGÉNESIS EXPLOSIVA DEL 5-6 DE NOVIEMBRE DE 1997

Fermín Elizaga Rodríguez  
Francisco Martín León

Servicio de Técnicas de Análisis y Predicción. INM

## RESUMEN

Durante los días 5 y 6 de noviembre de 1997 una intensa y profunda borrasca extratropical, de origen atlántico, atravesó la Península Ibérica de SW a NE. A su paso produjo gran cantidad de daños materiales y, como consecuencia más lamentable, más de veinte víctimas mortales, la mayoría de ellas en las cercanías de Badajoz capital. Se presenta un resumen del diagnóstico sinóptico de la situación a partir de las imágenes de satélite y de campos apropiados del modelo CEP, con el fin de analizar y documentar las razones de la profundización espectacular de un sistema de bajas presiones en las cercanías de la Península. Se ha encontrado que, al igual que han puesto de manifiesto estudios anteriores, no existe un único responsable del proceso ciclogénico, interviniendo en el desarrollo de la baja en superficie una combinación de procesos dinámicos y físicos que tienen lugar en diferentes niveles de la atmósfera.

### 1. Introducción

Aunque se pueden encontrar, en la bibliografía meteorológica sobre nuestra zona, referencias constantes y abundantes a los desarrollos ciclogénicos que tienen lugar en el Mediterráneo y zonas próximas, existen pocos estudios en el INM donde se documenten desarrollos ciclónicos de origen atlántico, y menos aún los de tipo explosivo en las cercanías de la Península. A pesar de que existen considerables variaciones de un caso a otro, las evidencias acumuladas en las últimas décadas indican que las ciclogénesis explosivas son el resultado de la inestabilidad baroclina, la cual es modulada por factores relacionados con procesos diabáticos y frontogénicos. La ciclogénesis explosiva que tuvo lugar el día 5 de noviembre de 1997 presenta características comunes con otras ciclogénesis estudiadas con anterioridad, destacando el hecho fundamental de la interacción de una perturbación de niveles altos con una zona baroclina en niveles bajos. La presencia de una baja preexistente en superficie, que será la que sufra la profundización explosiva, así como la existencia de un entorno con baja estabilidad estática, fundamental para que el acoplamiento entre las perturbaciones de niveles altos y bajos sea más efectivo, son dos aspectos fundamentales a tener en cuenta.

### 2. La ciclogénesis a partir de las imágenes de satélite

El estudio de las imágenes Meteosat permite distinguir tres fases en la evolución, que se corresponden con el distinto grado de acoplamiento o interacción aparente que experimentan las principales perturbaciones atmosféricas que entraron en juego: una baja preexistente en niveles bajos, que se movía lentamente hacia la Península desde el SW y una perturbación de niveles altos que se descolgó hacia el sur, asociada a un sistema chorro-frente en la troposfera media/alta.

En la **fase inicial**, hasta el 5/00 (en este trabajo se usará la notación día/hora UTC), se observa en WV el descuelgue y la profundización de una vaguada polar en niveles altos, V1, conducida por un máximo de viento muy intenso orientado de NNE a SSW (J1) (ver Figura 1a). El chorro polar tiende a estirar y profundizar la vaguada en su flanco más occidental, existiendo una dilatación latitudinal del precursor de niveles altos. En IR (ver Figura 1b) y VIS (no mostrada) llama la atención la presencia de una frontera casi zonal que separa una masa de aire una de tipo polar y otra de origen subtropical, muy inestable. Existen centros ciclónicos secundarios en la masa subtropical, siendo B el más destacado.

Durante la **fase previa a la ciclogénesis**, hasta el 5/12 (Figura 2) el sistema chorro-frente de niveles altos progresa hacia el sur ralentizando su desplazamiento. La estructura elongada de la perturbación de altura (V1) entra en un proceso de compactación circular, adquiriendo una forma elíptica. Comienza la interacción con la baja B y la nubosidad asociada a la misma aumenta hasta alcanzar la forma de hoja baroclina el 5/12. Las imágenes indican que el ambiente general donde se desarrollan los acontecimientos

está marcado por un entorno de baja estabilidad, no sólo producido por la propia perturbación de tipo polar, sino por el tipo de masa de aire que conforma el substrato básico en capas bajas: aire subtropical muy húmedo e inestable.

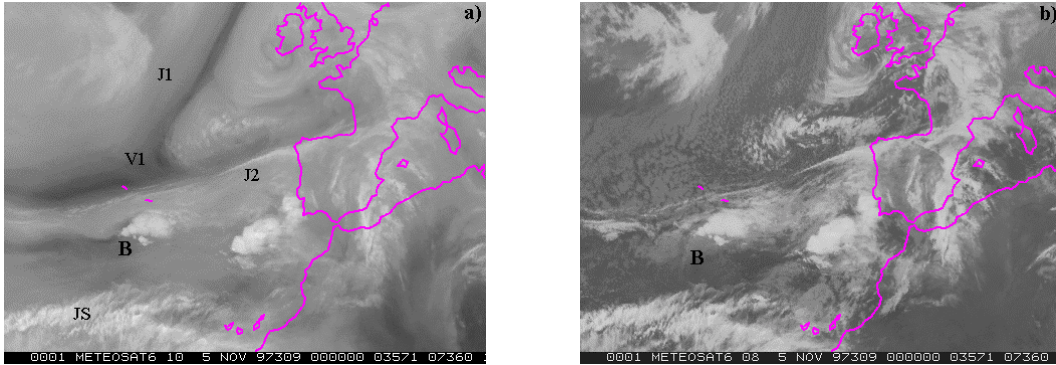


Figura 1: Imágenes WV e IR del 4/12 UTC

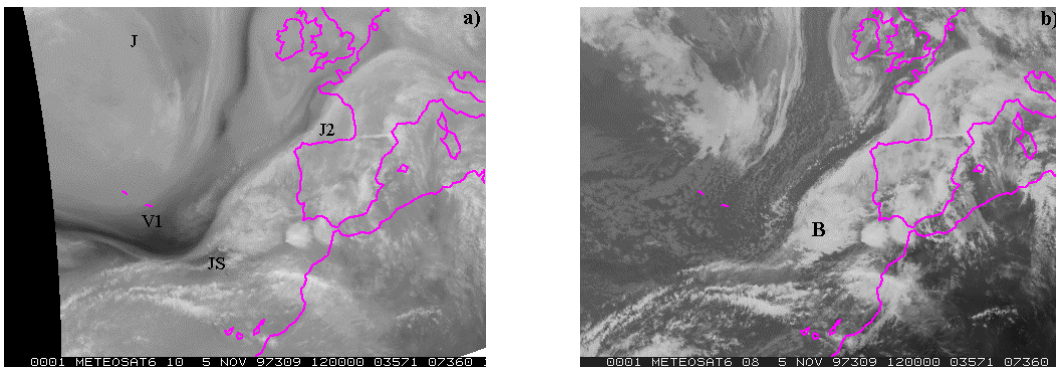


Figura 2: Imágenes WV e IR del 5/12 UTC

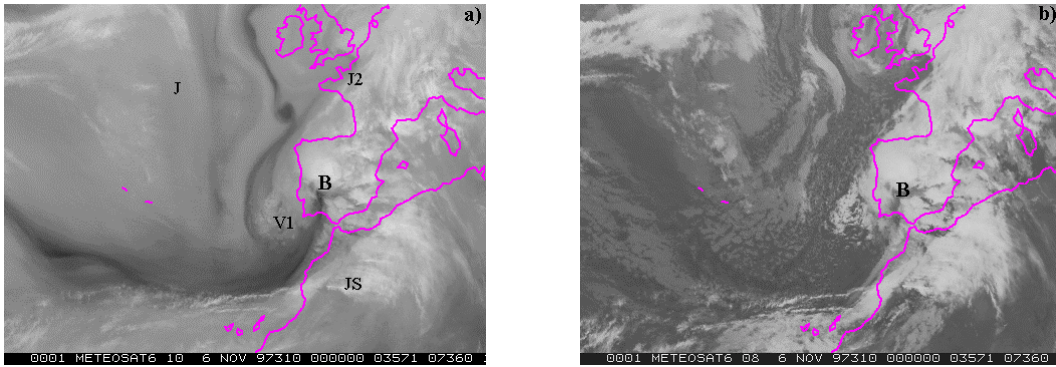


Figura 3: Imágenes WV e IR del 6/00 UTC

Durante la **fase explosiva**, a partir del 5/12 (ver Figura 3), la depresión en altura continua compactándose mientras la circulación ligada al máximo de viento se desplaza desde el cuadrante sudoeste al sudeste. Posteriormente evoluciona hacia otra estructura menos definida de tipo elíptico pero con un máximo de viento relativo en su borde delantero (paso de la fase de compactación a la de dilatación latitudinal). La evolución desde la hoja baroclina hasta la baja madura se observa en las Figuras 2b y 3b. La advección cálida en capas bajas y la intrusión de aire frío de origen estratosférico hacia el seno depresionario se agudizan espectacularmente, generando una estructura en "S" con bordes muy definidos. La convección es generalizada en la zona entre el frente frío en superficie y el de altura, así como en la zona del sector cálido del frente en altura.

### 3. Diagnóstico dinámico

#### 3.1 Precursor de niveles altos: ciclo de vida y relación con la ciclogénesis

En la Figura 4 puede verse los campos de PTROP en azul (presión en mb sobre la tropopausa dinámica, definida como la superficie de 2 unidades de Vorticidad Potencial) y de PSL en rojo (presión a nivel del mar en mb) desde el 4/18 hasta el 6/00.

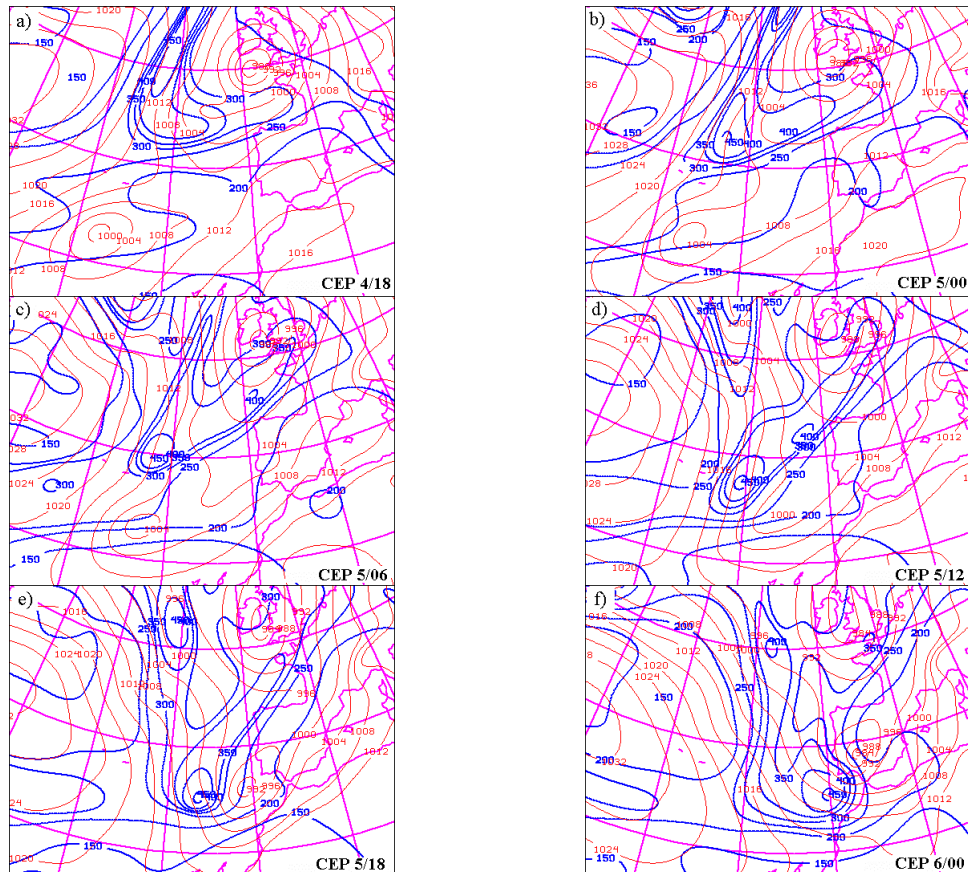


Figura 4: Evolución de la presión sobre la tropopausa dinámica (PTROP, intervalo de 50 mb, azul) y de la presión al nivel del mar (PSL, intervalo de 4 mb, rojo) cada 6 horas.

El 4/18 el precursor de niveles altos se sitúa al W de las Islas Británicas en forma de una lengua alargada en dirección NNE-SSW de valores altos de PTROP. Un máximo de viento de componente N (superior a 110 kt) se localiza sobre el flanco W de la lengua de PTROP, en la zona donde el gradiente de presión es mayor (indicación de que la tropopausa está inclinada). En superficie existe una baja de 999 mb situada al S de las Azores y desligada del precursor de niveles altos; esta baja será la que sufrirá el desarrollo explosivo. Posteriormente, mientras el precursor de niveles altos continúa desplazándose hacia el SSW el proceso de compactación se desarrolla rápidamente, tal como se aprecia por la forma mucho más redondeada del máximo de PTROP el 5/00, al tiempo que resulta también evidente su aislamiento respecto del hundimiento de tropopausa al W de las Islas Británicas. Paralelamente el máximo de viento en el flanco W del precursor se ha intensificado, situándose el máximo de PTROP en la zona de salida izquierda de este máximo de viento. La baja en superficie ha continuado moviéndose hacia el E y se ha rellenado ligeramente. El 5/06 el precursor de niveles altos ha continuado desplazándose hacia el S, en asociación con el máximo de viento de 120 kt. Puede observarse como el proceso de compactación ha seguido actuando, apareciendo el máximo de PTROP en forma casi circular. A partir del 5/12, cuando el precursor de niveles altos se sitúa justo corriente arriba de la baja en superficie, se produce el acoplamiento entre las perturbaciones de niveles altos y bajos, desarrollándose ésta última de forma explosiva. El 5/18 la presión en la baja de superficie ha caído hasta 990 mb y se sitúa justo al SW de la Península Ibérica. En las 6 horas siguientes, hasta el 6/00, el precursor deja de desplazarse hacia el S para comenzar a moverse hacia el E, mientras la PSL continúa cayendo hasta los 981 mb, siendo la caída en las últimas 12 horas de aproximadamente 18 mb. Un aspecto a destacar el 6/00 es la forma de gancho que

presenta la perturbación de niveles altos, con el máximo de PTROP situado justo al SW de la baja en superficie, situación que se repite en otras ciclogénesis explosivas que aparecen en la literatura.

En la Figura 5 puede verse la evolución de la posición relativa del centro de la baja en superficie respecto de la posición del precursor de niveles altos (la posición de este último aparece marcada con un círculo). Sobre las distintas posiciones de la baja en superficie se ha señalado la presión central en los análisis del CEP. Hasta el 5/12 la baja en superficie evoluciona al sur del precursor de niveles altos, sin modificar sustancialmente el valor de su presión central. A partir del 5/12, cuando la baja se coloca en una posición favorable respecto del precursor, la caída de presión en superficie ocurre de forma rápida, siendo del orden de 18 mb en 12 horas hasta el 6/00. A partir de este momento la baja se mueve en una trayectoria hacia atrás respecto del precursor, tendiendo a acercarse a él, sin profundizarse e incluso rellenándose ligeramente el 6/12, evolución típica de un desarrollo ciclogénético clásico.

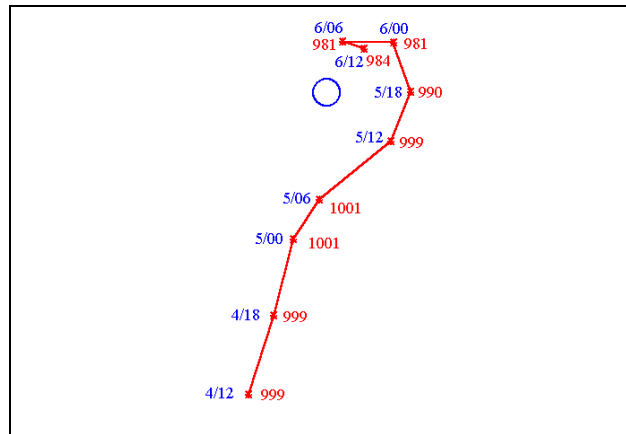


Figura 5: Evolución de la posición del centro de la baja en superficie.

### 3.2 Hundimiento de tropopausa asociado al precursor de niveles altos

Con objeto de ilustrar la estructura vertical del hundimiento de tropopausa asociado con el precursor de niveles altos, y su relación con el proceso ciclogénético, en la Figura 6 se muestran secciones verticales obtenidas el 5/18 y el 6/00. Las secciones verticales se han construido a lo largo de ejes que pasan, en cada caso, a través del precursor de niveles altos y de la baja en superficie, e incluyen la VP (intervalo de 1 UVP, azul), la temperatura potencial (THA, intervalo de 5 K, rojo) y la velocidad del viento (intervalo de 10 kt, negro).

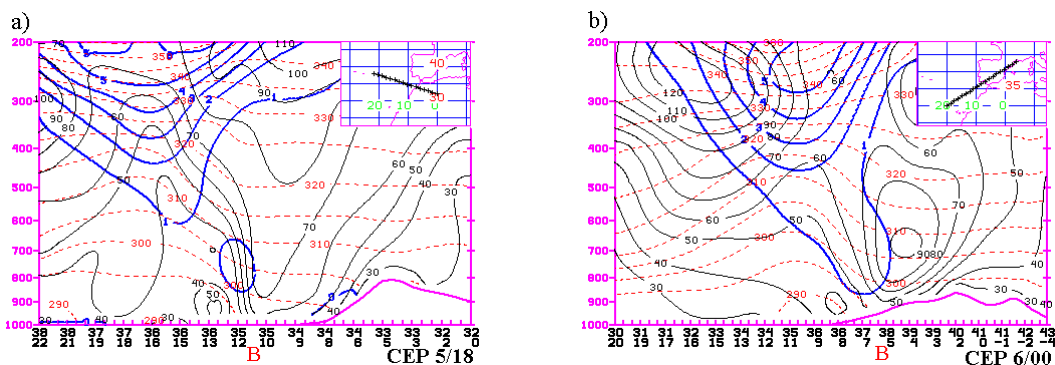


Figura 6: Secciones verticales de vorticidad potencial, temperatura potencial y velocidad del viento: a) 5/18 y b) 6/00. Ver texto para detalles.

El 5/18 es evidente la superposición del hundimiento de tropopausa y de un máximo de vorticidad potencial que se ha desarrollado de forma separada en bajos niveles sobre la posición de la baja en superficie, mientras que la presión en el centro de la misma ha caído 9 mb, y que probablemente sea el resultado de procesos diabáticos asociados fundamentalmente con la distribución horizontal y vertical de liberación de calor latente dentro de una zona baroclina en niveles bajos (Bosart and Lin 1984, Boyle and Bosart 1986). Destaca el fuerte aumento del viento en niveles bajos al SE de la baja, apareciendo una lengua de 70 kt que penetra casi hasta los 900 mb, superando en superficie el viento los 60 kt. El 6/00, cuando cesan las rápidas caídas de presión en la baja, los máximos de vorticidad potencial en niveles altos

y bajos están ya claramente conectados, extendiéndose la lengua de alta vorticidad potencial desde la estratosfera inferior hasta la troposfera baja. Una característica destacable de la distribución de THA es la elevación de la superficie isentrópica por debajo de la tropopausa inclinada, quedando un embolsamiento frío en niveles medios por debajo del hundimiento de tropopausa (y una zona de estabilidad reducida más abajo, en la troposfera inferior). Esta distribución es similar a la encontrada por Thorpe (1986) para una combinación de una anomalía de VP circular aislada en niveles altos y una anomalía fría de THA en superficie y también a otras obtenidas en casos de ciclogénesis explosivas (Boyle y Bosart 1986, Uccellini et al. 1985).

### 3.3 Caídas de presión en superficie

En la Figura 7a se presenta una sección vertical el 5/12 con la advección térmica (en rojo, valores negativos en línea discontinua) y la estabilidad estática húmeda (en azul, valores negativos indican inestabilidad potencial) y en la Figura 7b la velocidad vertical (movimientos ascendentes en línea continua y descendentes en discontinua). El máximo de advección cálida en niveles altos queda en este momento justo corriente arriba del centro de la baja en superficie (marcada con una B sobre el eje), una posición claramente favorable para el desarrollo (Hirschberg and Fritsch 1991). En combinación con el incremento de advección cálida que se ha producido en niveles altos en las últimas 6 horas, ha tenido lugar también un incremento de los movimientos verticales, que presentan una estructura de dos lóbulos, con el máximo de velocidad vertical en la troposfera media-baja. La zona de aire más inestable se encuentra cerca de la posición de la baja, de forma que el aire que asciende posee una significativa inestabilidad, conduciendo a un estado en el cual el enfriamiento debido al movimiento ascendente, es incapaz de compensar el calentamiento en la estratosfera inferior por advección. En relación con esta sección vertical es interesante notar la presencia de un máximo de movimiento descendente corriente arriba de la baja (no tan intenso como el máximo ascendente) que está inyectando aire con estabilidad alta, proveniente de la troposfera media-alta, en la troposfera inferior.

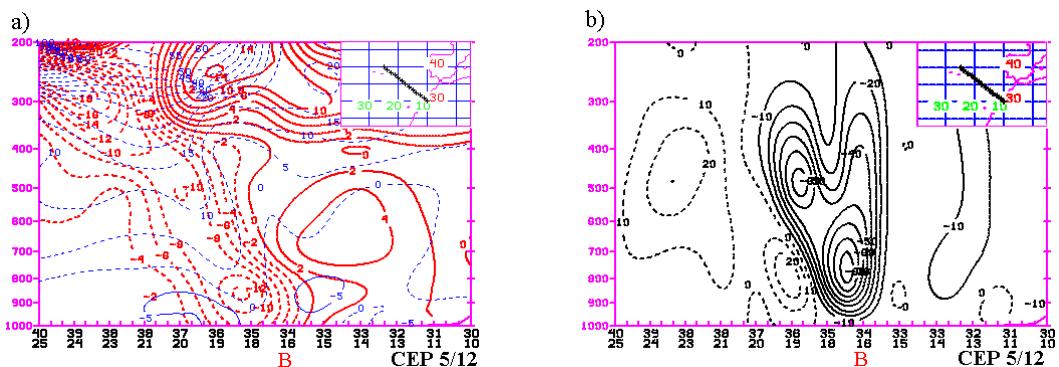


Figura 7: Secciones verticales el 5/12. a) Advección de temperatura (K/12 horas) y estabilidad estática húmeda ( $5 \times 10^{-7} \text{ J kg}^{-1} \text{ Pa}^{-2}$ ) y b) Velocidad vertical (mb/hora).

El incremento de la intensidad de la advección cálida en niveles altos, el acercamiento de ese máximo de advección a la baja en superficie y el ascenso de aire inestable por delante de la perturbación de niveles altos son los principales factores que condicionan un entorno favorable para las rápidas caídas de presión en superficie.

### 3.4 Frontogénesis en niveles bajos

La baja evoluciona a lo largo de una trayectoria en la cual los efectos frontogénéticos son significativos, produciéndose las mayores caídas de presión al mismo tiempo que esos efectos aumentan, y cesando cuando disminuyen. A modo de referencia en la Figura 8 se muestra la función frontogénética total en 925 mb el 5/12 y el 5/18. La existencia de frontogénesis mantiene la zona baroclina en bajos niveles, dando lugar a un entorno favorable para el crecimiento adicional de convergencia y vorticidad ciclónica que, junto con la llegada de la perturbación de niveles altos, puede realzar significativamente el desarrollo.

#### 4. Conclusiones

El diagnóstico realizado del precursor de niveles altos, junto con el estudio de las imágenes de satélite, nos ha permitido encontrar un ciclo de vida característico en relación con el proceso ciclogénético:

- Inicialmente, existe una región elongada de alta presión sobre la tropopausa dinámica que caracteriza al precursor y que presenta un máximo de viento de componente N en su flanco oeste.
- Mientras el precursor de niveles altos se desplaza hacia el SSW se produce un proceso de contracción longitudinal (compactación circular), adquiriendo una forma más redondeada e isotrópica, aislándose de la anomalía de presión sobre la tropopausa. Hasta estos momentos, la baja en superficie continua desplazándose hacia el E, sin interactuar con el precursor.
- Una vez que el precursor de niveles altos se sitúa justo corriente arriba de la baja en superficie, comienza el proceso de desarrollo explosivo, con caídas de presión de aproximadamente 18 mb en 12 horas.

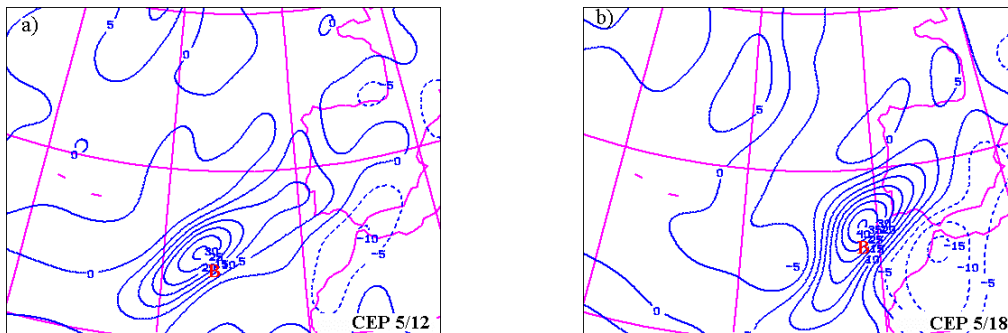


Figura 8: Función frontogénica total ( $K 100 \text{ km}^{-1} \text{ día}^{-1}$ ) en 925 mb.

La interacción del precursor de niveles altos con la baja preexistente en superficie es consistente con los modelos conceptuales descritos por Hoskins et al., (1985) y Hirschberg and Fritsch (1991). Se ha demostrado que las mayores caídas de presión en superficie, a partir del 5/12, se producen cuando la baja preexistente en superficie, que ha estado moviéndose lentamente hacia el E en las horas anteriores, se coloca en una posición favorable, ligeramente corriente abajo del máximo de advección cálida en la troposfera superior. Este máximo de advección cálida se ha venido intensificando en las horas anteriores y está asociado al hundimiento de tropopausa que acompaña al precursor de niveles altos. La llegada del hundimiento de tropopausa sobre la región ciclogénica y la superposición de aire seco de origen estratosférico sobre un máximo de vorticidad potencial que se desarrolla en bajos niveles caracterizan el periodo de mayor profundización de la baja en superficie.

#### Referencias

- Bosart, L. F. and S. C. Lin, 1984: A diagnostic analysis of the Presidents' Day Storm of February 1979. *Mon. Wea. Rev.*, 112, 2148-2177.
- Boyle, J. S. and L. F. Bosart, 1986: Cyclone-anticyclone couplets over North America. Part II: Analysis of a major cyclone event over the eastern United States. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 2432-2465.
- Hirschberg, P. A. and J. M. Fritsch, 1991: Tropopause undulations and the development of extratropical cyclones. Part I: Overview and observations from a cyclone event. Part II: Diagnostic analysis and conceptual model. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 496-550.
- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 111, 877-946.
- Riosalido, R., F. Elizaga, F. Martín, J. D. del Pino, M. Núñez, I. Martínez, 1999: Estudio de la ciclogénesis atlántica del 5 y 6 de noviembre de 1997. Nota Técnica del INM. Ministerio de Medio Ambiente.
- Thorpe, A. J., 1986: Synoptic scale disturbances with circular symmetry. *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1384-1389.
- Uccellini, L. W., D. Keyser, K. F. Brill and C. H. Wash, 1985: The Presidents' Day Cyclone of 18-19 February 1979: Influence of upstream trough amplification and associated tropopause folding on rapid cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 962-988.
- Whitaker, J. S., L. W. Uccellini and K. F. Brill, 1988: A model-based diagnostic study of the rapid development phase of the President's Day Cyclone. *Mon. Wea. Rev.*, 116, 2337-2365.