

## TORMENTA MEDITERRANEA DE 15 DE NOVIEMBRE DE 1985: MECANISMO DE DISPARO

A. Jansá <sup>1,2</sup>, C. Ramis <sup>1,2</sup> y S. Alonso <sup>2</sup>.

### Resumen

Los mecanismos de focalización y disparo que condujeron al episodio de intensa lluvia convectiva ocurrido en las Baleares el 15 de noviembre de 1985 (Ramis et al., 1986) se identifican por medio del diagnóstico objetivo del "forzamiento" dinámico cuasi-geostrófico. Se cartografía la ascendencia forzada utilizando un algoritmo de ciclogénesis (Jansá, 1978) y el diagnóstico del vector Q (Hoskins et al., 1976). Las zonas de inestabilidad potencial se dibujan a partir de dos índices de estabilidad, el de Showalter y el "Lifter Index". Sólo en una pequeña área se reúnen ambas condiciones, ascendencia forzada e inestabilidad potencial. Hasta el grado de aproximación que permiten los análisis objetivos utilizados, dicha área coincide con la posición real de la tormenta, vista desde satélite.

### Abstract

Focusing and triggering mechanisms producing the heavy convective precipitation event occurred in the Balearics on November, 15th, 1985 (Ramis et al., 1986) are identified by means of objective diagnosis of the quasi-geostrophic dynamical forcing. An algorithm of cyclogenesis (Jansá, 1978) and the Q vector diagnosis (Hoskins et al., 1976) are used to cartographie the upwards forcing. Two stability indexes (Showalter and Lifted Index) are used to draw the poten-

tially unstable zone. Only a little area presents together upwards forcing and potential instability. This area coincides with the position of the actual thunderstorm as observed from satellite within the degree of approximation of the objective analyses used (see Fig. 17).

### 1. Introducción

En un artículo anterior (Ramis et al., 1986) se describió la tormenta formada el 15 de noviembre de 1985 en el Mar Balear. Dicha tormenta, aparecida al SSW de las Baleares, afectó a dichas islas, produciendo chubascos de gran intensidad, que en algunos puntos (en las islas de Eivissa y Formentera) llegaron a totalizar cantidades de precipitación incluso superiores a los 200 mm en un corto intervalo de tiempo.

A través de la imaginería de satélite pudo verse que la citada tormenta era, por una parte, muy intensa, adoptando, su imagen infrarroja, forma triangular invertida, lo que ha sido considerado indicación de la presencia de una potente columna ascendente (McCann, 1981). Por otra parte, resultó ser muy persistente, siendo identificado bastantes horas consecutivas, manteniendo características análogas, aunque desplazándose a lo largo del tiempo. Se consideró, por tanto, que la tormenta estudiada pudiera ser de tipo multicelular severo (Browning et al., 1976).

Las condiciones de estabilidad de la estratificación del aire, deducidas de los sondeos aerológicos de la Estación de Son Bonet (08302 Mallorca) no justificaban, por sí mismas, una inten-

<sup>1</sup> Instituto Nacional de Meteorología, Centro zonal de Palma de Mallorca.

<sup>2</sup> Universitat de les Illes Balears. Departamento de Física.

sa actividad convectiva. Por otra parte, “la existencia de más de una sola ascendencia” —es decir, el hecho de que una tormenta persista largo tiempo, un tiempo muy superior a la duración de un pulso convectivo simple— “indica que está operando algún mecanismo capaz de producir ascensiones repetitivamente. La escala de tal mecanismo puede ser mayor que la de la tormenta individual” (Doswell, 1985). Es un hecho que la localización de tormentas severas o lluvias convectivas intensas está al menos tan condicionada por los mecanismos sinópticos y subsinópticos (o mesoscalares) de forzamiento como por la estabilidad de la estratificación en sí (Maddox, 1979; Maddox, Chappel y Hoxit, 1979; Maddox, Canova y Hoxit, 1980; Caracena y Fritsch, 1983; López, Gannon, Blanchard y Balch, 1984, etc.). Doswell (1982) propone que en un análisis orientado a predecir convección fuerte “gran parte, si no todo, del esfuerzo (...) debe dirigirse a localizar zonas donde va a producirse movimiento vertical ascendente”. La inestabilidad absoluta no existe —salvo muy localizadamente en vertical y en horizontal—; la inestabilidad latente, condicional o, tal vez, convectiva, es la que se relaciona con las tormentas reales. Pero no es inestabilidad real hasta que actúa un mecanismo de disparo, es decir, una ascendencia forzada inicial más o menos intensa.

El objetivo de este artículo —que puede considerarse prolongación del anterior, ya citado— es investigar el mecanismo de forzamiento presente en el desarrollo de la tormenta del 15 de noviembre de 1985.

## 2. Métodos de diagnóstico de ascendencia de tipo sinóptico

La investigación que pretendemos debe apuntar a la localización (diagnóstico) de ascendencia de tipo sinóptico (aunque pueda ser de escala subsinóptica o mesoescalar). No cabe pensar, en efecto, en forzamientos de tipo orográfico o por convergencia de vientos locales —tipo brisa o semejantes—, ya que la tormenta que nos ocupó desarrolló la mayor parte de su actividad en

mar abierto, bastante separada de montañas y costas.

El diagnóstico del movimiento vertical del tipo sinóptico tiende a hacerse por medio de la ecuación “omega” (p. ej., Holton, 1972) o directamente, en ecuaciones primitivas, a través de la de continuidad (así es, por ejemplo, en los modelos numéricos actuales de predicción). Pero las ecuaciones primitivas no son intuitivas (y, además, su integración requiere una notable sofisticación y una gran precisión) y la ecuación “omega”, en su forma más usual, presenta el problema de que el movimiento vertical es diagnosticado a través de dos términos frecuentemente contrapuestos, el ligado a la advección diferencial de vorticidad y el que se relaciona con la advección de temperatura, lo que la hace incómoda para un tipo de trabajo como el que pretendemos (Simmons, 1979). Por ello Hoskins et al. (1978) idearon una nueva formulación de la ecuación “omega”, que constituye el diagnóstico por medio del “vector Q”, que supera el citado problema. El diagnóstico del “vector Q” es, además de diagnóstico de movimiento vertical sinóptico, un diagnóstico de ciclogénesis o de desarrollo (en terminología de Sutcliffe, 1947), lo que no es ninguna novedad porque ascendencia sinóptica y depresión en formación o crecimiento son fenómenos generalmente ligados (p. ej., Palmen y Newton, 1969). De hecho, el diagnóstico del vector Q ha sido utilizado por McGinley (1984) para el estudio de la ciclogénesis del Golfo de Génova y en el mismo sentido es citado por Buzzi y Speranza (1983).

El problema del diagnóstico del desarrollo —o de la ciclogénesis, o de la ascendencia sinóptica, o del “mal tiempo”— fue afrontado decenios atrás por Sutcliffe (1947) mediante su famosa técnica, de aplicación muy simple e instructiva, aunque de elaboración ligeramente inexacta, además de cualitativa. Nosotros hicimos una formulación de la técnica de Sutcliffe más cuantitativa y general, aunque también inexacta (Jan-sá, 1978). La ecuación de desarrollo de Sutcliffe está englobada en la nuestra, constituyendo, generalmente, su término más significativo.

En estudios de ciclogénesis mediterránea (Jan-sá et al., 1985) hemos utilizado al mismo tiempo nuestro diagnóstico o algoritmo de ciclogénesis y el del vector Q de Hoskins, con resultados muy concordantes. También haremos aplicación de ambos en este caso.

El algoritmo de la ciclogénesis es;

$$\frac{\partial}{\partial t} (P_o - \bar{P}_o) = \frac{1}{12}$$

$$b^2 f \rho (\bar{V}_o \nabla (3\zeta_o + 3f) + \bar{V}_{T_{50}} \nabla (4\zeta_o + 2\zeta_{T_{50}} + 2f) + \bar{V}_{T_{35}} \nabla (2\zeta_o + 2\zeta_{T_{50}} + \zeta_{T_{35}} + f) + (t^o \text{ de calentamiento intrínseco})) \quad [1]$$

(Donde  $\zeta$  son vorticidades,  $\bar{V}$ , vientos,  $f$ , el parámetro de Coriolis, y  $b$ , el lado de rejilla utilizada para los cálculos, indicando los subíndices el nivel  $-0 = 1.000$  hPa,  $5 = 500$  hPa,  $3 = 300$  hPa. El subíndice T indica magnitud térmica o referente a espesores.)

Lo aplicaremos prescindiendo de los términos no explicitados. Los cálculos de vorticidades y vientos (geostroficados, ambos) y de gradientes se hacen por diferencias finitas sobre análisis objetivos de los que hablaremos más adelante. La ecuación [1] se puede integrar especialmente (por un método de relajación), obteniéndose directamente la variación temporal local de presión en superficie. Así hacemos en las aplicaciones.

En la forma deducida por Hoskins et al. (1978) de la ecuación "omega" la laplaciana cambiada de signo de la velocidad vertical ( $\omega = dp/dt$ ) es proporcional a la divergencia del vector Q, siendo

$$\bar{Q} = -(\partial \bar{V} / \partial x) \cdot \nabla \theta, -(\partial \bar{V} / \partial y) \cdot \nabla \theta \quad [2]$$

(donde  $\theta$  es la temperatura potencial y  $\bar{V}$ , el viento geostrofico.)

La expresión se refiere a un nivel concreto cualquiera. Como un máximo de velocidad vertical ascendente ( $dp/dt < 0$ ) se corresponde con

un valor positivo de la laplaciana de  $dp/dt$ , será diagnosticado por un valor negativo de la divergencia de  $\bar{Q}$ , es decir, por una convergencia de  $\bar{Q}$ .

Conviene un razonamiento sobre ambos diagnósticos en algún supuesto simple, ya que puede clarificarse su significado. Consideremos en un nivel bajo una zona con gradiente horizontal de temperatura y vientos convergentes hacia ella, es decir, una zona frontogenética o de frente en desarrollo. Tomando como eje x la normal a las isoterms el gradiente de temperatura tiene dirección x, hacia las x positivas (el aire cálido está a la "derecha"). Véase la figura 1. La variación del

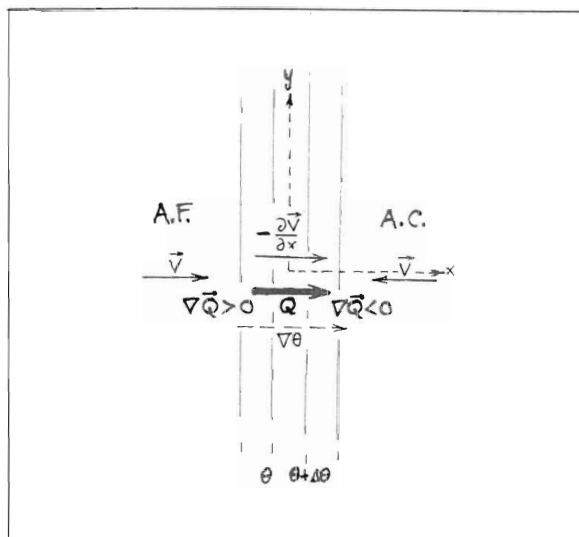


Figura 1.—Interpretación del "diagnóstico del vector Q". Zonas de convergencia —ascendencia— y divergencia —descendencia— del vector Q en el caso de vientos convergentes hacia una zona frontal (configuración frontogenética).

viento a través de la zona, a lo largo de x, será un vector de dirección x, hacia las x negativas, y, por tanto,  $-(\partial \bar{V} / \partial x)$  será un vector paralelo al gradiente de temperatura y en su mismo sentido, de modo que dentro de la zona frontal habrá un vector Q dirigido hacia el aire cálido. Si fuera de dicha zona hay homogeneidad de viento y temperatura, el vector Q tendrá allí módulo cero. Hay entonces, convergencia del vector Q (y, por tanto, ascendencia) en el límite cálido de la zona frontal y divergencia de  $\bar{Q}$  (subsistencia) en el límite frío. Cerrando, por continuidad, am-

bas ramas verticales se tiene una circulación térmicamente directa, que es la conocida circulación secundaria ageostrófica asociada a los frentes en desarrollo o zonas frontogénicas (y descrita intuitiva y cualitativamente por la Escuela Noruega). Dicha circulación actúa contra la tendencia frontogénica. Es decir, si la circulación general (que se puede considerar geostrófica) tiende a romper el equilibrio, se genera una circulación secundaria ageostrófica que trata de restituirlo. Este es un hecho generalizable, que se puede aplicar a configuraciones en la alta troposfera —de corriente en chorro, por ejemplo— y que se puede detectar por el diagnóstico del vector  $Q$  u otro tipo de diagnóstico. Nótese que las circulaciones secundarias inducidas geostróficamente constituyen el más significativo mecanismo de inhibición o forzamiento y focalización de la convección según alguna literatura norteamericana (Shapiro, 1982).

En el ejemplo anteriormente propuesto no cabe la utilización de nuestro algoritmo de ciclogénesis, ya que no hay vorticidades definidas. Veamos otro ejemplo, figura 2. Si a una zona frontal rectilínea —a la que deberá asociarse un viento térmico en la capa en la que está definida, dirigido hacia las  $y$  positivas (estamos tomando el mismo sistema de coordenadas que en el caso anterior)— se le superpone una depresión

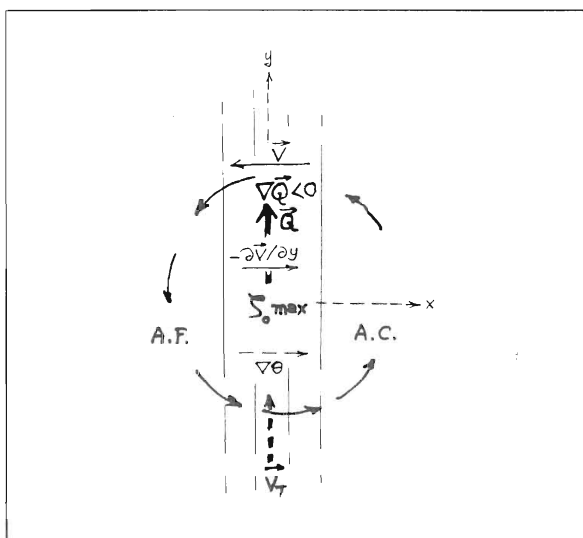


Figura 2.—Interpretación del “diagnóstico del vector  $Q$ ” y del “algoritmo de ciclogénesis” en el caso de una baja circular superpuesta a una zona frontal o baroclina.

circular en superficie hacia las  $y$  positivas, “delante” del centro de la depresión, tendremos ascendencia o desarrollo ciclónico considerando cualquiera de los dos diagnósticos. En efecto, en dirección  $y$  positiva hay un aumento del viento, que en la zona indicada es un viento de dirección  $x$  dirigido hacia las  $x$  negativas, es decir  $-(\partial \vec{V} / \partial y)$  es un vector en dirección de las  $x$  positivas. El producto escalar por el gradiente de temperatura (se supone dirigido igual que en el primer ejemplo) será un escalar positivo. El vector  $Q$ , por tanto, que sólo tendrá componente  $y$ , estará dirigido desde el centro de la depresión hacia “delante”, tendiendo a anularse a cierta distancia delante de la depresión. La zona delantera de la depresión será, por tanto, zona de convergencia de  $\vec{Q}$  o de ascendencia.

Si se considera, en este segundo ejemplo, el tercer término del algoritmo de la ciclogénesis (único significativo), podemos suponer que el centro de la depresión es un máximo de vorticidad ciclónica o positiva en superficie (o 1.000 hPa), de modo que hacia delante en dirección del viento térmico, —o sea, hacia las  $y$  positivas— disminuye la vorticidad espacialmente, esto es, tiende a crecer la vorticidad local a lo largo del tiempo: la presión baja en un punto delante de la depresión en relación al entorno, es decir, hay ciclogénesis en dicha zona.

### 3. Análisis objetivos utilizados

El “software” preparado en el Centro Meteorológico Zonal de Palma de Mallorca para la aplicación numérica de los diagnósticos de “vector  $Q$ ” y de “algoritmo de ciclogénesis” se basa, como queda insinuado más arriba, en el cálculo de derivadas espaciales de geopotencial y temperatura por diferencias finitas. La rejilla que se utiliza es regular en una proyección estereográfica polar y es la misma sobre la que se realizan los análisis objetivos también disponibles en dicho centro.

Hay dos tipos programados de análisis de geopotencial (o presión). En ambos se trata de una interpolación de presión (o geopotencial) sobre

los puntos de rejilla que tiene en cuenta, simultáneamente, las observaciones de presión (o geopotencial) y de viento en estaciones de la zona, utilizándose unos coeficientes de ponderación que son función de la distancia entre observatorio y punto de rejilla. El análisis en superficie usado operativamente —“viento4” en la actualidad— (García-Moya, 1983; García-Moya y Jansá, 1983; Jansá, 1984) se extiende sobre un área bastante reducida, usa tres estaciones para interpolar cada punto de rejilla y los coeficientes de ponderación son inversamente proporcionales a la distancia. Utiliza suficientes observatorios, en relación a la extensión de análisis, y, además, éstos han sido seleccionados cuidadosamente para definir bien cada punto de interpolación, de modo que se trata de un análisis aceptablemente detallado y fiable. Podríamos hablar, casi, de mesoanálisis objetivo.

Los análisis de geopotencial en niveles tipo son de mayor extensión y menor definición, aunque están más ajustados a las observaciones (en este caso aerológicas) que los análisis que sirven ordinariamente de base a las predicciones numéricas operativas (Heredia, 1984; Heredia y Ramis, 1986). En la versión actual el programa usado se llama “topoalpex”. Cada punto de rejilla utiliza 14 observatorios, aunque el peso —de forma gaussiana— disminuye rápidamente con la distancia.

Se dispone, también de análisis de temperatura (“topoter”) y de punto de rocío (“topohum”) en los niveles tipo. El primero tiene en cuenta, además de los valores observados de temperatura, los vientos térmicos en los estratos correspondientes, calculados directamente a partir de los radiosondeos.

En la figura 3 puede verse la aplicación del análisis “viento4” a los datos de superficie de 12 GMT de día 15 de noviembre de 1985. Correspondientes a la misma hora son los análisis de geopotencial, temperatura y punto de rocío en los niveles de 1.000, 850, 500 y 300 hPa de las figuras 4 a 7.

Pueden compararse todos ellos con los análisis manuales publicados en el artículo anterior

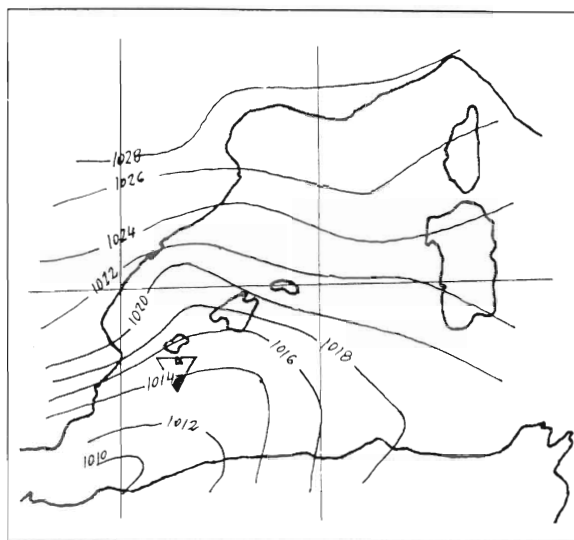


Figura 3.—Aplicación del análisis objetivo de superficie “viento4”, del CMZ de Palma de Mallorca, al Mediterráneo occidental. El triángulo invertido indica la posición de la tormenta objeto de estudio, según información satelitaria (15-nov-1985 a 12 GMT).

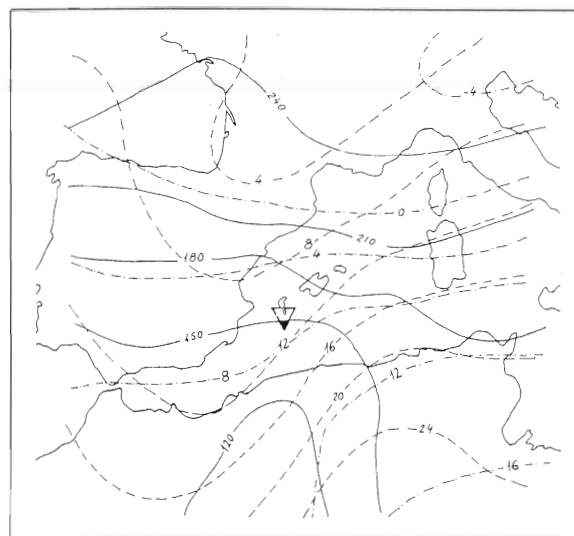


Figura 4.—Análisis objetivo de geopotencial (línea llena), temperatura (línea a trazos) y punto de rocío (línea de punto y trazo) en el nivel de 1.000 hPa, a partir de los programas de la serie “topo” del CMZ de Palma (15-nov-1985 a 12 GMT).

(Ramis et al., 1986). El análisis en superficie “viento4” tiene mucha más precisión y es mucho más realista que el correspondiente (1.000 hPa) obtenido por “topoalpex”, lo cual era de prever teniendo en cuenta que este último sólo toma información de puntos con estación de radiosondeos, cuya densidad es baja. Las diferen-

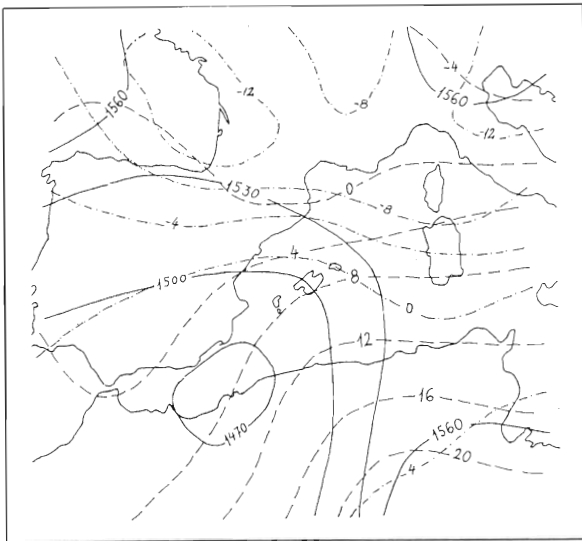


Figura 5.—Igual que para la figura 4, en 850 hPa.

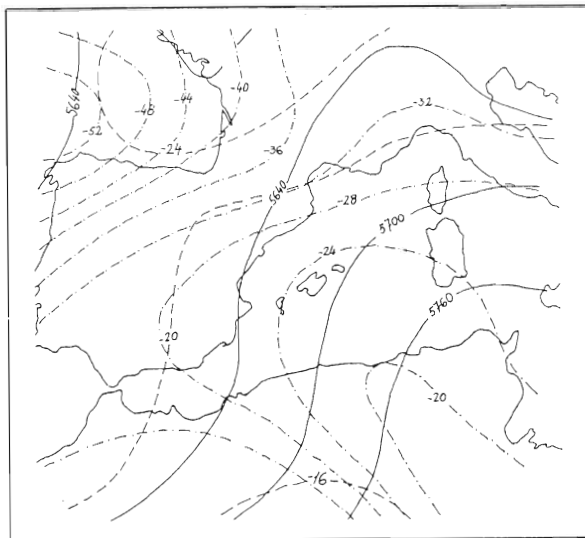


Figura 6.—Igual que para la figura 4, en 500 hPa.

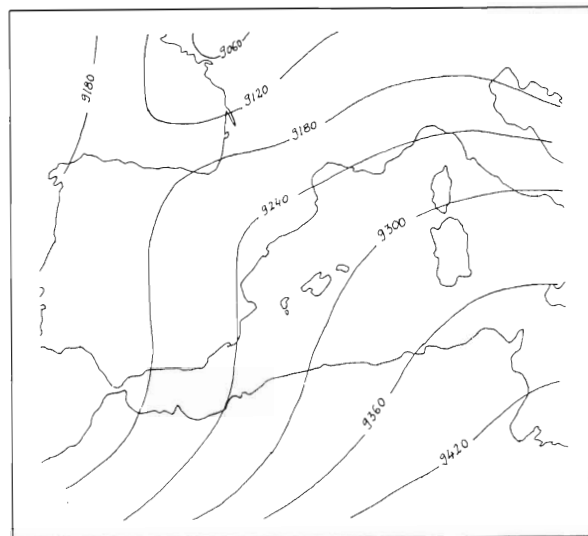


Figura 7.—Igual que para la figura 4, en 300 hPa.

cias más significativas consisten en la presencia, o no, de un mínimo de presión individualizado en la zona marítima cercana a Orán y el correspondiente incremento, o suavización, del gradiente de presión (geopotencial) en el sector norte de dicho mínimo. Como se verá, todo ello es esencial en relación con la formación de la tormenta de la que nos estamos ocupando. Téngase en cuenta que, a la hora de referencia de los mapas, el núcleo convectivo en cuestión se hallaba situado en  $38.2^{\circ}$  N- $1.3^{\circ}$  E, unos 90 km al S de la isla de Eivissa.

#### 4. Aplicación de los diagnósticos seleccionados

Una primera aplicación de los diagnósticos seleccionados (vector Q y algoritmo de ciclogénesis) se hizo con base a la colección de análisis de la serie "topo". El de geopotencial de 1.000 hPa es la versión suave o poco definida. Alguno de los resultados se reproduce en las figuras 8 a 10.



Figura 8.—Divergencia del vector Q ( $u. MKS \times 10^{-25}$ ) en 1.000 hPa, a partir de los análisis recogidos en la figura 4.

La divergencia del vector Q en 1.000 y 850 hPa nos define fuertes núcleos negativos (convergencia, es decir, ascendencia) en el Mediterráneo occidental. En niveles superiores (no mostrados) temos una situación poco definida. El algoritmo de ciclogénesis nos da para la variación local de

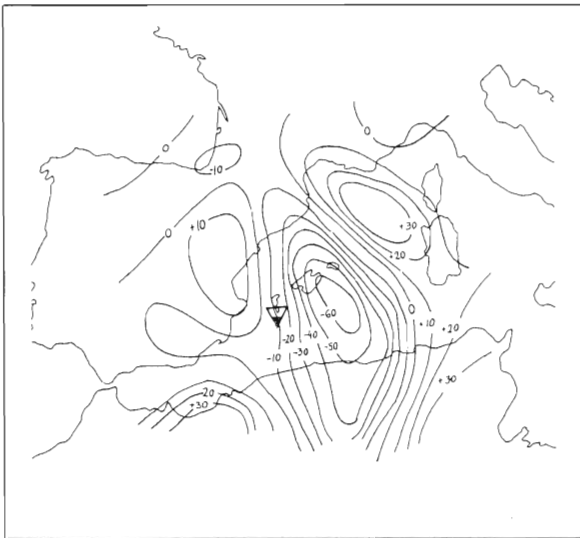


Figura 9.—Divergencia del vector  $Q$  en 850 hPa, a partir de los análisis recogidos en la figura 5.

presión en superficie un fuerte descenso en el Mediterráneo. Ambos resultados son globalmente congruentes, aunque hay diferencias apreciables. El algoritmo de ciclogénesis da descenso de presión en un área más extensa que aquella a la que corresponde convergencia de  $\bar{Q}$  en niveles bajos. Concretamente, la zona en que se halla situada la tormenta en estudio a la hora de referencia de ambos diagnósticos está dentro de la zona de descenso de presión en superficie dada por el algoritmo de ciclogénesis, pero práctica-

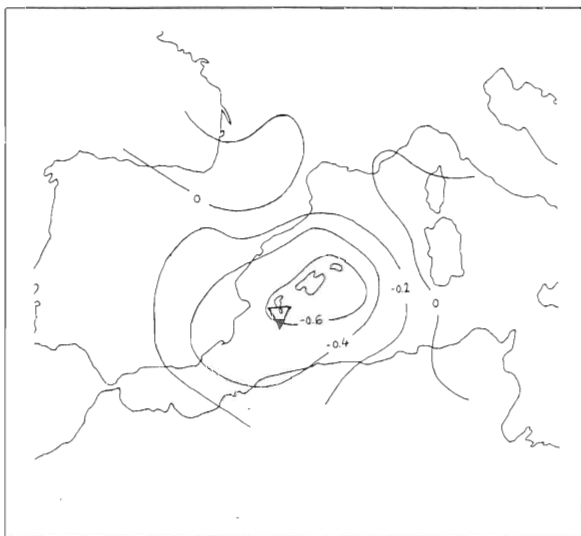


Figura 10.—Tendencia de la presión en superficie (en hPa/h) a partir del algoritmo de ciclogénesis aplicado a los análisis recogidos en las figuras 4, 6 y 7.

mente en el límite entre el núcleo de convergencia  $\bar{Q}$  y el ambiente de divergencia de  $\bar{Q}$  que lo circunda, según los diagnósticos correspondientes. En cualquier caso, el marcado núcleo de desarrollo ciclónico (o ascendencia, o descenso de presión en superficie) dado por ambos diagnósticos está claramente al nordeste de la tormenta, de modo que no parece que podamos considerar el forzamiento necesario para su formación suficientemente explicado. Hemos supuesto que la razón del relativo fracaso en la aplicación de las técnicas de diagnóstico seleccionadas debe encontrarse en la falta de realismo del análisis de 1.000 hPa utilizado en esta primera fase. El análisis basado en "viento4", más realista, no es directamente útil para el propósito que nos ocupa, porque, aunque el área de interés está incluida, es necesario disponer de geopotenciales y temperaturas definidos en una extensión mayor a fin de poder realizar los cálculos pertinentes. Hemos ido, por ello, a una fusión de ambos tipos de análisis, o, si se quiere, a la apertura de una ventana detallada inmersa en el análisis de gran escala. Para ellos hemos seguido los siguientes pasos:

- a) Realizar el análisis "viento4", fino, de presión a nivel de mar, pasando los resultados a geopotencial de 1.000 hPa.
- b) Realizar el análisis "topoalpex", de "gran escala", sólo con información de estaciones de radiosondeo, en 1.000 hPa.
- c) Sustituir los valores dados por el primer análisis en el archivo correspondiente a los resultados del segundo en aquellos puntos de rejilla que son comunes a ambos, pero
- d) suavizando la "frontera" entre "ventana" y "entorno", de manera que en las dos primeras líneas "interiores" el valor de geopotencial adoptado es una combinación entre los resultados de ambos análisis, con factores de peso 0,4 y 0,6 en la primera frontera y 0,8 y 0,2 en la segunda, más interior.

- e) El análisis de temperatura en 1.000 hPa se modifica considerando un peso 2 para las observaciones directas de temperatura, un peso 1 para la topografía relativa 850/1.000 deducida a partir del análisis de 1.000 hPa de gran escala y un peso 1 para la correspondiente topografía relativa tomando el análisis de 1.000 hPa modificado en la forma descrita arriba.
- f) La topografía relativa 500/1.000 toma el análisis de 500 hPa a gran escala y el de 1.000 hPa modificado.

Los nuevos análisis de geopotencial y temperatura en 1.000 hPa se presentan en la figura 11.

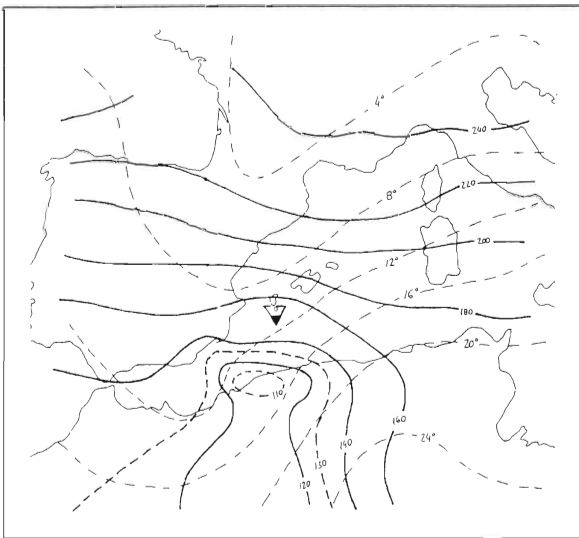


Figura 11.—Análisis de geopotencial (línea llena gruesa y de trazo grueso) y temperatura (línea a trazos finos) en 1.000 hPa, obtenidos por acoplamiento de los análisis "viento4" y "topo" (15-nov-1985 a 12 GMT).

A la nueva serie de análisis se han aplicado nuevamente el diagnóstico del vector Q (sólo a 1.000 hPa) y el algoritmo de ciclogénesis. Los resultados aparecen en las figuras 12 y 13.

Hay cambios muy significativos con respecto a la primera aplicación. Ambos diagnósticos se hacen más congruentes entre sí, pero, además —y ello es más importante— se marca muy claramente un núcleo potente de desarrollo ciclónico-ascendencia-caída de presión con centro

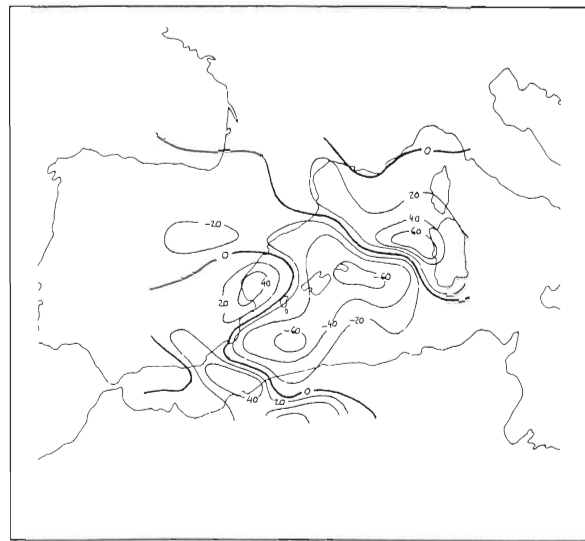


Figura 12.—Divergencia del vector Q en 1.000 hPa, mediante los análisis recogidos en la figura 11.

próximo a la zona donde se encontraba la tormenta.

## 5. Interpretación

El diagnóstico basado en el vector Q se hace por niveles, como se ha dicho, y el resultado es que el impulso ascendente forzado que hemos detectado está básicamente localizado en los niveles bajos, 850 y, sobre todo, 1.000 hPa.

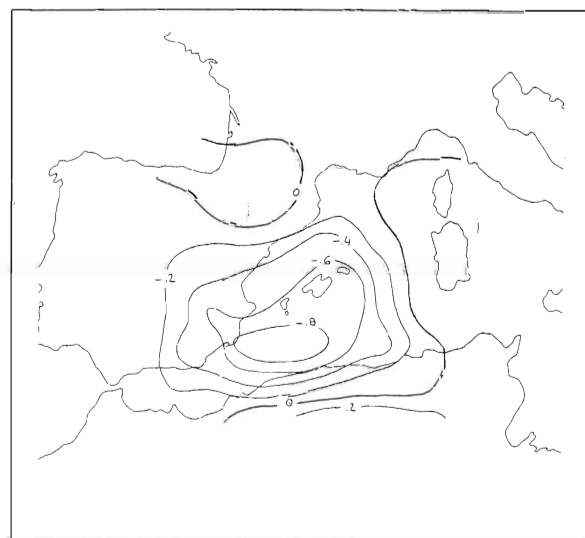


Figura 13.—Tendencia de la presión en superficie según el algoritmo de ciclogénesis aplicado a los análisis recogidos en las figuras 11, 6 y 7.



La aplicación global del algoritmo de ciclogénesis no proporciona información sobre la distribución vertical del forzamiento o desarrollo, ya que se trata de una integración en dicha dirección, entre 1.000 y 300 hPa. Pero es posible aplicarlo obteniendo la contribución de sólo alguno de los términos que lo constituyen, lo que puede ayudar a identificar los mecanismos presentes. Hemos hecho esta aplicación separada, conservando una primera vez, sólo el término tercero —efecto “rector” del viento térmico sobre la vorticidad en superficie— y, otra vez, sólo el término cuarto —efecto de “desarrollo térmico intrínseco” asociado a la capa 500/1.000—. Estos resultados parciales se incluyen como figuras 14 y 15.

Véase que la contribución más significativa al desarrollo integral la da el citado término rector. El mapa correspondiente a la aplicación de este término, solamente, es parecido al mapa resultado de la aplicación global (figura 13). Muy distinto es, en cambio, el resultado de aplicar sólo el desarrollo térmico 500/1.000. En este último caso, el desarrollo ciclónico más significativo aparece sobre el centro de la depresión secundaria mediterránea, siendo prácticamente nula la contribución al desarrollo por este sólo término

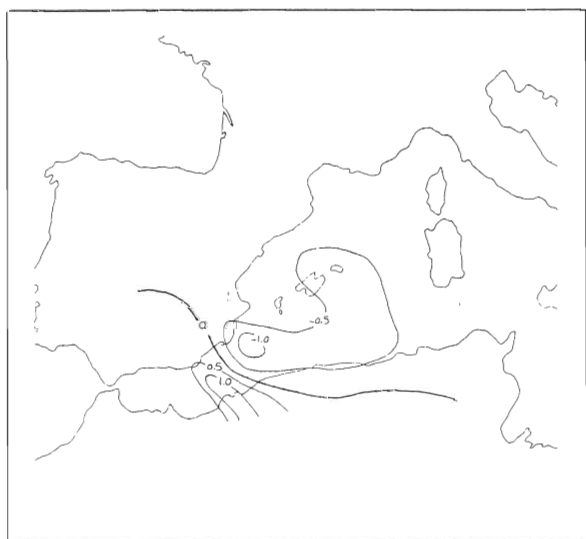


Figura 14.—Contribución a los resultados recogidos en la figura 13 del tercer término del algoritmo de ciclogénesis (advección de vorticidad en 1.000 hPa por el viento térmico de la capa 500/1.000, proporcional al «término rector» de Sutcliffe).

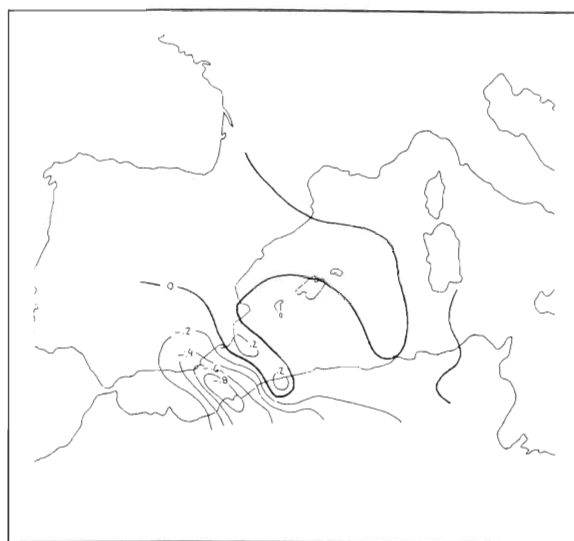


Figura 15.—Contribución a los resultados recogidos en la figura 13 del cuarto término del algoritmo de ciclogénesis (advección de vorticidad relativa 500/1.000 por el viento térmico 500/1.000, proporcional al término térmico o de desarrollo intrínseco de Sutcliffe).

en la zona donde la aplicación global del algoritmo da mayor valor ciclónico.

Hay que concluir que en la fase actual, en el momento del diagnóstico, el mínimo barométrico mediterráneo es una formación madura, aunque persista una tendencia a su regeneración continuada, con una notable vorticidad positiva asociada. La tendencia principal sobre dicha depresión es a ser advectada, desplazada en la dirección del viento térmico y es en su “frente de avance” donde la presión tiende a caer y el aire es forzado a levantarse. Como indicaba el diagnóstico del vector  $Q$ , ello ha de ocurrir, básicamente, desde niveles bajos.

Dicho forzamiento puede verse, también, como resultado de una activa frontogénesis “delante” del mínimo de presión, por causa de su propia presencia. En efecto, la circulación asociada tiende a adveccionar aire cálido de un modo muy eficiente, desde el SE de la depresión hacia su parte delantera, donde debe haber frente cálido en desarrollo.

## 6. Análisis de estabilidad

En el artículo anterior fue analizado el sondeo realizado en Palma de Mallorca (08302) el

día 15 de noviembre de 1985 a las 00 y a las 12 GMT, resultando una tendencia hacia la inestabilización, aunque todavía a las 12 GMT no se han alcanzado valores de los índices de estabilidad (Showalter y "lifted index") inferiores a los límites considerados como indicativos de probabilidad de tormentas.

Disponiendo, ahora, de análisis de temperatura, humedad y geopotencial en los niveles tipo es posible un estudio de estabilidad y demás características de la estructura vertical de la atmósfera en todos los puntos de rejilla, mediante "pseudo-sondeos" interpolados. En el Centro Meteorológico de Palma de Mallorca se dispone de un programa de ordenador ("sondeo") capaz de hacer esta operación de un modo semi-automático. Así se ha hecho, calculándose, entre otras cosas (no mostradas) el índice de estabilidad de Showalter y el "lifted index". En el mapa de la figura 16 se muestran los resultados obtenidos.

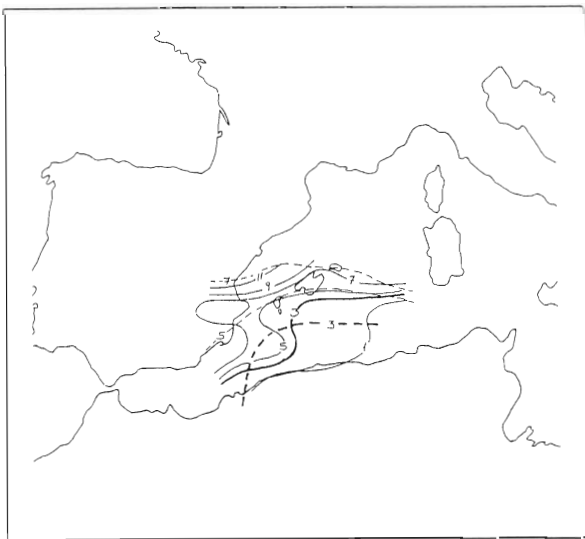


Figura 16.—Índices de estabilidad vertical de la estratificación a partir de los análisis de temperatura y punto de rocío de la figura 11, para los hPa, de los análisis de la serie "topo" para 850, 700 y 500 hPa. Índice de Showalter, líneas a trazos; "Lifted Index", líneas llenas (15-Nov-1985 a 12 GMT).

### 7. Discusión general y conclusiones

Vamos a resumir los resultados anteriores en un esquema conjunto, que es el de la figura 17.

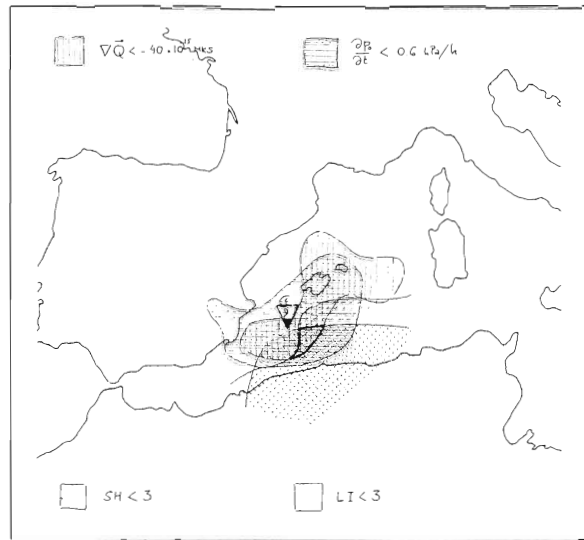


Figura 17.—Áreas con ascendencia forzada importante, según dos diagnósticos (algoritmo de ciclogénesis, rayado horizontal; diagnóstico del vector Q, rayado vertical), y áreas con inestabilidad latente, según dos índices (rayados oblicuos). En la zona marcada con trazo grueso se superponen las cuatro condiciones; en ella estaría la "tormenta diagnosticada". La tormenta observada está indicada por un triángulo invertido. La distancia entre ambas "tormentas" es inferior a medio brazo de rejilla.

Hemos dibujado sobre un único mapa las áreas que presenta a) valores de índice de Showalter menores que 3, b) valores de "lifted index" menores que 3, c) valores de tendencia local de presión en superficies menores que  $-0,6 \text{ hPa/hora}$  (según el resultado de aplicar e integrar el algoritmo de ciclogénesis), d) valores de la divergencia del vector Q de Hoskins menores que  $-40 \times 10^{-25} \text{ u MKS en } 1.000 \text{ hPa}$ , es decir, zonas con fuerte convergencia de  $\bar{Q}$  en dicho nivel. Tenemos, así, cartografiadas a la vez las zonas donde la estabilidad de la estratificación es pequeña, según dos índices, y las zonas donde hay forzamiento ascendente grande de tipo sinóptico, también según dos índices. Véase que sólo en una área relativamente pequeña —unos 30 ó 40.000  $\text{km}^2$ —, situada entre las Baleares y la costa argelina, se superponen tres de los cuatro campos considerados. Sólo en esta zona hay, al mismo tiempo, poca estabilidad y forzamiento ascendente importante con probabilidad aceptable. Pero dicha probabilidad es máxima en la subárea, bastante más reducida aún —apenas 4 ó 5.000  $\text{km}^2$ — en la que son los cuatro campos los

que se superponen. Si se admite un error de localización de unos 70 km (aproximadamente la mitad del brazo de rejilla), esa pequeña zona de condiciones óptimas para la convección coincide con la localización de la intensa tormenta estudiada a la hora de los diagnósticos. Hay extensiones amplias en las que la estabilidad de la estratificación es pequeña, pero falta el forzamiento, o incluso hay forzamiento negativo, inhibición de la convección, y la tormenta no es posible. En otros lugares el forzamiento es grande, pero también lo es la estabilidad, de modo que puede haber nubosidad —la hay—, pero difícilmente habrá convección intensa. El hecho de que el área donde la probabilidad de tormenta es más clara —por estar reunidas las dos condiciones— sea pequeña es algo significativo, tanto para explicar la intensidad de la convección, como la copiosidad de la lluvia: el vapor de agua y la energía latente pueden concentrarse hacia dicho lugar y condensarse, desprenderse, liberarse localizadamente. Las más intensas tormentas, las inundaciones repentinas —“flash flood”, en la literatura americana— son fenómenos locales, “solitarios”, en cuyas génesis es importante que concurren la supresión de la convección en un área extensa, potencialmente inestable, y su “focalización” sobre un punto o área pequeña, siendo recuente que sea la dinámica atmosférica a escala sinóptica y/o a mesoescala la que proporcione ambos mecanismos (ver, p. ej., Maddox, 1979; Maddox, Chappel y Hoxit, 1979; Caracena y Fritsch, 1983). En nuestro caso la convección estaba sinópticamente suprimida en la extensa masa cálida presente, potencialmente inestable, salvo en un punto, delante de una pequeña, pero intensa, depresión mediterránea, en su zona de avance coincidente con un fragmento muy activo de frente cálido, donde, por ambos motivos, era forzada a levantarse. La convección fue intensa, como lo demuestra el nivel alcanzado por la columna ascendente y la forma típica de la imagen infra-roja de la nube, y la lluvia fue muy copiosa, como lo demuestran los 280 mm caídos en pocas horas en algún punto de las Baleares.

Los métodos de diagnóstico utilizados se demuestran de utilidad para propósitos como el

que nos ha ocupado, pero nótese que sólo tienen éxito si se afina suficientemente en los análisis.

La localización de las grandes tormentas mediterráneas no es fortuita —no es fortuita la localización de ninguna gran tormenta—. Hay un mecanismo —un forzamiento vertical ascendente— que las dispara. Ese forzamiento puede ser de diferentes tipos —orográfico, por brisas, etc.—. A veces, como en nuestro caso, es puramente sinóptico, aunque mesoescalar. La clave, entonces, puede estar en pequeños sistemas típicamente mediterráneos, como pueden ser las borrascas nacidas en la costa argelina, más fácilmente ligados que otras masas más cálidas, con alto contenido en humedad —y energía latente— en niveles bajos. El estudio de las tormentas mediterráneas y el estudio de las ciclogénesis mediterránea —particularmente, de las ciclogénesis argelinas (Jansá, 1983)—, no es, pues, excluyente, sino complementario. Se trata de un esfuerzo conjunto, en un área global de estudio a la que venimos denominando Meteorología Mediterránea (Jansá, 1982).

### Agradecimientos

Este trabajo se ha realizado en el Centro Meteorológico Zonal de Palma de Mallorca del Instituto Nacional de Meteorología. Los autores quieren agradecer las facilidades dadas por las autoridades y compañeros de dichos organismos.

Aparte de las referencias específicamente recogidas por la Bibliografía, flotan en este trabajo ideas difíciles de referenciar y que, en alguna medida, proceden del contacto entre los autores y otros científicos. Debe hacerse mención concreta al Dr. Raúl E. López (NOAA, Boulder, Co.), cuya positiva influencia sobre nosotros, particularmente en cuestiones de mesometeorología de la convección, será siempre reconocida por los autores.

### Bibliografía

- BROWNING, K. A.; FRANKHAUSER, J. C.; CHALON, J. P.; ECCLES, P. J.; STRAUCH, R. G.; MERREN, F. H.; MUSIL, D. J.; MAY, E. L., and SAND, W. R. (1976): “Structure of an evolving hails-

- torm". V. Synthesis and implications for hail-growth and hail suppression, *Mon. Wea. Rev.*, 104; 603-610.
- BUZZI, A., and SPERANZA, A. (1983): "Cyclogenesis in the Lee of the Alps". In: *Mesoscale Meteorology-Theories, Observations and Models* (ed. Lilly and Gal-Chen), NATO ASI Series, C-114.
- CARACENA, F., and FRITSCH, J. M. (1983): "Focusing Mechanisms in the Texas Hill Country Flash Floods of 1978". *Mon. Wea. Rev.*, 111, 2319-2332.
- DOSWELL, C. A. (1982): "The Operational Meteorology of Convective Weather". Vol. I: Operational Mesoanalysis. NOAA Tech. Memorandum NWS NSSFC-5, Kansas City (Mi).
- DOSWELL, C. A. (1985): "The Operational Meteorology of Convective Weather". Vol. II: Storm Scale Analysis. NOAA Tech. Memorandum ERL ESG-15, Boulder (Co).
- GARCÍA-MOYA, J. A. (1983): "Modelos para el diagnóstico de la presión y el viento en el Mediterraneo occidental". Aplicaciones especiales, Tesis Licenciatura, Univ. Complutense de Madrid.
- GARCÍA-MOYA, J. A., y JANSÁ, A. (1983): "Revisión del modelo operativo de diagnóstico de viento en el mar en el Mediterráneo occidental". V Asamblea Nacional de Geodesia y Geofísica (Madrid) (en preparación).
- HEREDIA, M. A. (1984): "Un método operativo de análisis de campos meteorológicos sobre microordenadores". Aplicación al estudio de algunos campos derivados para dos situaciones de depresión en el Mediterráneo occidental, Tesis Licenciatura, Univ. Complutense Madrid.
- HEREDIA, M. A. y RAMI, C. (1986): "Un método operativo de análisis de campos meteorológicos sobre microordenadores". *Rev. de Geofísica*, 42, 33-40.
- HOSKINS, B.; DRAGHICI, I., and DAVIES, H. A. (1978): "A new look at the  $\omega$ -equation". *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 104, 31-38.
- JANSÁ, A. (1978): "Inestabilidad baroclina y ciclogénesis en el Mediterráneo occidental". Tesis Doctoral, Univ. Autónoma de Barcelona.
- JANSÁ, A. (1982): "La Meteorología Mediterránea, objecte i projecte d'investigació". In: *Estudis i propostes tècniques per al desenvolupament de la política tecnològica y energetica del Govern de la Generalitat*. Dep. d'Indústria i Energia, Generalitat de Catalunya, Barcelona, 373-383.
- JANSÁ, A. (1983): "Non-Alpine Mediterranean Cyclogenesis. Algerian Sea Cyclogenesis". Symposium Eau Verte, Eau Bleu (Marseille) (en preparación).
- JANSÁ, A. (1984): "Algunos aspectos meteorológicos de los Pirineos (Tramontana, Cierzo, Ciclogénesis)". XV Jornadas Científicas de la AME (Catalunya) (en preparación).
- JANSÁ, A.; ALONSO, S.; RAMIS, C.; HEREDIA, M. A., and GARCÍA-MOYA, J. A. (1985): "Non-Alpine contributions to the Mediterranean Cyclogenesis: Synoptic Study of two cases occurring during ALPEX Special Observing Period". Scientific Conference on the Results of the Alpine Experiment (Venice) (en preparación).
- LÓPEZ, R. E.; GANNON, P. T.; BLANCHARD, D. O., and BALCH, C. C. (1984): "Synoptical and Regional Circulation Parameters Associated with the Degree of Convective Shower Activity in South Florida". *Mon. Wea. Rev.*, 112, 686-703.
- MADDOX, R. A. (1979): "A methodology for forecasting heavy convective precipitation and flash flooding". *National Weather Digest*, 4, 30-42.
- MADDOX, R. A.; CHAPPELL, C. F., and HOXIT, L. R. (1979): "Synoptic and Meso-alpha Scale Aspects of Flash Flood Events". *Bull. Amer. Met. Soc.*, 60, 115-123.
- MADDOX, R. A.; CANOVA, F., and HOXIT, L. R. (1980): "Meteorological Characteristics of Flash Flood Events over the Western United States". *Mon. Wea. Rev.*, 108, 1866-1877.
- MCCANN, D. W. (1981): "The Enhanced-V. A satellite observable severe storm signature". NOAA Technical Memorandum. NWS. NSSFC-4.
- MCGUNLEY, J. A. (1984): "Dynamics of Alpine lee cyclogenesis from a quasi-geostrophic view". *Riv. Meteorologia Aeronautica*, 43, 45-60.
- PALMEN, E., and NEWTON, C. W. (1969): "Atmospheric Circulation Systems. Their Structure and Physical Interpretation". Academic Press.
- RAMIS, C.; JANSÁ, A.; ALONSO, S., y HEREDIA, M. A. (1986): "Convección en el Mediterráneo occidental: estudio sinóptico y observación

- remota". Revista de Meteorología (en prensa).
- SHAPIRO, M. A. (1982): "Mesoscale Weather Systems of the Central United States". CIRES-NOAA-University of Colorado, Boulder (Co).
- SIMMONS, A. J. (1979): "Lecture Note N.º 6. Dynamics of Large-Scale Atmospheric Motion". ECMWF, Reading (UK).
- SUTCLIFFE, R. C. (1947): "A contribution to the problem of development", Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 73.