

CONVECCION SOBRE EL MEDITERRANEO OCCIDENTAL: ESTUDIO SINOPTICO Y OBSERVACION REMOTA

C. Ramis^{1, 2}, A. Jansá¹, S. Alonso² y M. A. Heredia¹

Resumen

Los días 15 y 16 de noviembre de 1985, se presentó sobre el Mediterráneo occidental un episodio de tormentas que produjeron precipitaciones copiosas en algunos puntos de las Baleares. En concreto, en Ibiza y Formentera se registraron hasta 280 mm el día 15.

Se presenta un diagnóstico de la situación sinóptica que desencadenó la convección y que viene caracterizada por una ciclogénesis de Argelia y una depresión en altura situada sobre el estrecho de Gibraltar. Se determina que la causa fundamental de la inestabilización es la advección diferencial entre bajos y altos niveles, con advección cálida desde superficie hasta 700 hPa y ausencia de advección en niveles superiores. Se analizan los sondeos de Palma de Mallorca que corroboran lo que ya se observa a escala sinóptica y se calculan algunos índices de inestabilidad.

Se hace un estudio de la evolución de una tormenta a partir de imágenes IR de satélite (NOAA y METEOSAT) recibidas en una estación secundaria APT. Se discute la forma triangular que presenta y se puede seguir su evolución durante unas 29 horas. A falta de observación radárica se hace la hipótesis de que dicha tormenta presenta estructura multicelular, ya que la circulación a escala sinóptica se adapta al modelo de Browning et al. Se señala la existen-

cia de varios mecanismos que podrían haber disparado la inestabilidad.

Abstract

On November, 15 and 16, 1985 strong thunderstorms developed over the western Mediterranean, and some points of the Balearic Islands (Ibiza and Formentera) registered precipitations up to 280 mm.

A study of the synoptic evolution is presented. It is characterized by an Argelian cyclogenesis and an upper low over Gibraltar. The differential advection between lower and upper levels (warm advection up to 700 hPa and practically no advection in upper levels) determines the process of destabilization. The analysis of the radiosonde of Palma de Mallorca proves this last hypothesis. The values of some indices of instability is also presented.

IR Satellite pictures allow us to see the evolution of a thunderstorm which presents a triangle shape, during more than 29 hours. Without radar observation, we suppose that the thunderstorm is multicellular since the synoptic circulation matches the Browning et al. model. Finally, we point out the existence of some mechanisms which could have triggered the instability.

1. Introducción

Las tormentas que se desarrollan sobre el Mediterráneo occidental y costas adyacentes duran-

¹ Instituto Nacional de Meteorología, Centro Meteorológico Zonal de Palma de Mallorca.

² Departamento de Física, Universidad de las Islas Baleares, Palma de Mallorca.

te el otoño constituyen una de las características climáticas de la zona, aportando un elevado porcentaje de la precipitación total anual. En algunas ocasiones llegan a ser tan copiosas que sus consecuencias pueden ser catastróficas; recordemos, por ejemplo, las inundaciones de octubre de 1982 en el Levante español.

Las situaciones meteorológicas que dan lugar a estas precipitaciones y que permiten el desarrollo de cumulonimbus muy potentes empiezan a ser conocidas. Los trabajos de García-Dana et al. (1982), Rivera (1985) presentan el prototipo de situación meteorológica haciendo un estudio de la evolución sinóptica que desemboca en ella. Jansá (1978) clasifica dicha situación como ciclo-génesis de Argelia y cuya máxima frecuencia de aparición es precisamente en otoño (Reiter, 1975).

Durante los días 15 y 16 de noviembre de 1985, uno de estos episodios de precipitación copiosa se presentó sobre el Mediterráneo occidental y nuevamente el día 16 en Alicante hubo que lamentar víctimas mortales.

A primeras horas de la tarde del día 15 una potente tormenta alcanzó Ibiza y Formentera y anocheciendo llegó a Mallorca. Un observador del INM (señor Torres), que desde Ibiza contempló la tormenta desencadenada sobre Formentera, describe el espectáculo como impresionante y difícil de olvidar. Análogamente un agricultor, mayor, de la zona de Cabo Blanco, en Mallorca, asegura que pocas veces en su vida había visto tormenta tan fuerte, lo cual nos puede dar una idea cualitativa de su potencia. En S'Estanyol de Mitjorn se inundaron sótanos y en algunos torrentes del sur de Mallorca corrió el agua abundantemente por su cauce. Otro testimonio, el vuelo de Spantax BX-882 de Madrid a Palma regresó a su punto de partida al decidir el piloto evitar entrar en la potente nube que observaba en el radar sobre Mallorca.

Durante todo el día 16 se reprodujeron las tormentas en las islas y en el Levante español como podrá observarse en las fotografías que se pre-

sentan. Los chubascos prácticamente alcanzaron a todas las Baleares, pero las cantidades de lluvia durante este día fueron muy inferiores a las recogidas el día 15, que comentaremos en el apartado siguiente.

La observación por radar de las tormentas ha permitido clasificarlas en tres grandes grupos: tormenta unicelular, tormenta multicelular y supercélula (Chisholm y Renick, 1972), según la distribución de los ecos en las pantallas radáricas. La estructura multicelular fue reconocida por primera vez por Byers y Braham (1949), así como la de supercélula por Browning (1962). La tormenta multicelular es la más frecuentemente observada (Atkinson, 1981).

Según Chisholm y Renick (loc. cit.), en una tormenta multicelular nacen nuevas células en una región delantera derecha creciendo rápidamente y convitiéndose en el centro de la tormenta. Las células nuevas se formarían cada 5-10 minutos con una vida individual de 30-45 minutos, habiéndose observado más de 30 células durante una típica tormenta multicelular. Sin embargo, Dennis et al. (1970) apoyan la idea de un movimiento de la nueva célula hacia el centro de la tormenta que reforzaría la parte central al unirse con la misma.

El modelo más aceptado de tormenta multicelular fue desarrollado por Browning et al. (1976), que puede observarse en la figura 1. La célula n empieza a crecer de forma individual. La célula $n-1$ está en su estado de madurez con corrientes verticales ascendentes y descendentes completamente desarrolladas. La célula $n-2$ está en su estado de disipación. La ascendencia que inestabiliza la corriente vertical está provocada por el mesofrente creado por la corriente descendente ligada a la célula en desarrollo.

Las condiciones asociadas al desarrollo de tormentas multicelulares, además de la inestabilidad que, en una primera etapa, debe estar impedida, pueden cifrarse en presencia de una capa seca a niveles medios y cizalladura vertical del viento (Browning et al., loc. cit.; Chisholm y Re-

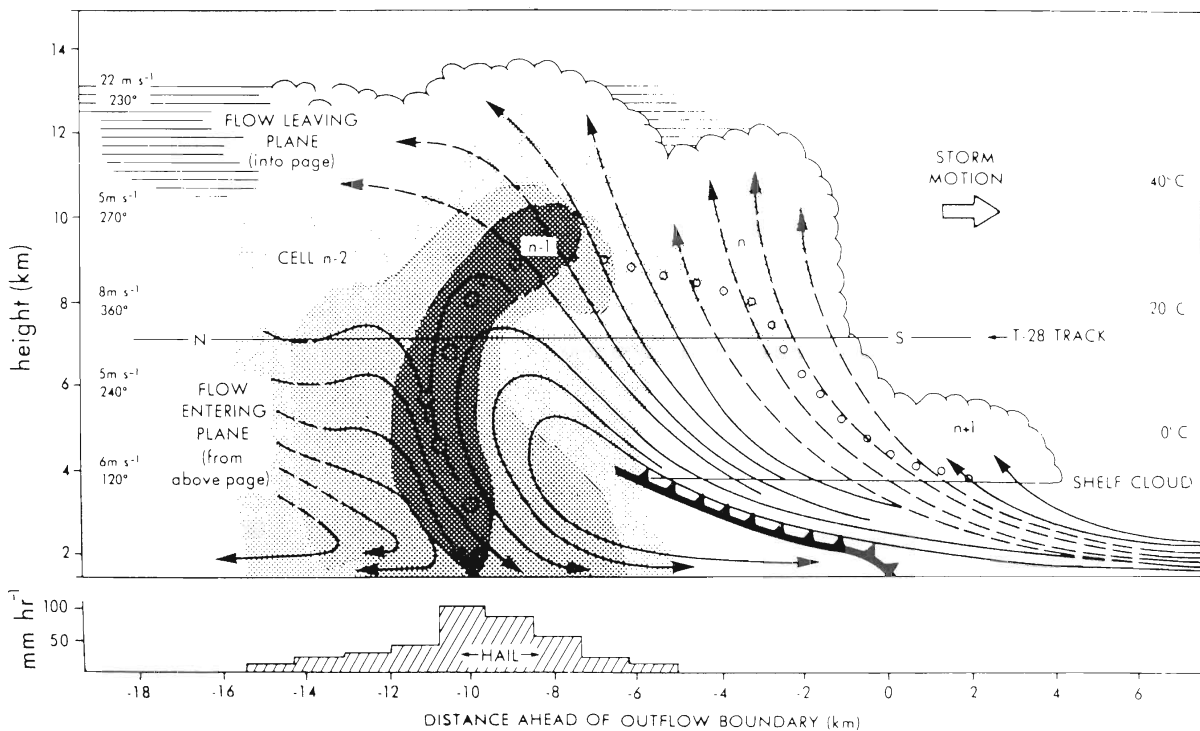


Figura 1.—Modelo de Browning et al. (1976) de tormenta multicelular.

nick, loc. cit.). La presencia de estos factores en tormentas multicelulares conduce a tiempo severo (viento fuerte y racheado acompañado de granizo de dimensiones respetables), sin embargo, la falta de capa seca en niveles medios, si se presentan las demás condiciones, conduce a precipitaciones muy intensas.

Por otra parte, Newton y Frankhauser (1964) han comprobado que, según el diámetro de los ecos radáricos, las tormentas tienden a desviarse a derecha o izquierda del viento a niveles medios. Las tormentas con radios superiores a unos 18 km tienden a desviarse a la derecha, pasando lo contrario para las de dimensiones menores.

El objetivo que pretendemos es doble: por una parte, hacer un estudio de la situación sinóptica que propició el desarrollo de la inestabilidad y, por otra, comentar la evolución de la tormenta que el día 15 alcanzó las Baleares y, en especial, la forma que dicha tormenta presenta en las fotografías de los satélites METEOSAT y NOAA recibidas en la estación secundaria APT instalada en el CMZ de Palma de Mallorca, que, en

nuestra corta experiencia en fotografía de satélites, es la primera vez que hemos observado, pero ya referenciada, entre otros, por Fujita (1978) y McCann (1981). Al mismo tiempo, intentar con las observaciones disponibles, encuadrar la tormenta señalada dentro de algún grupo de los indicados anteriormente.

2. Precipitaciones del día 15

En la figura 2 puede observarse el mapa de precipitaciones en las Baleares el 15 de noviembre de 1985. Las isoyetas han sido trazadas eliminando unos cuantos puntos singulares de la cordillera mallorquina.

En primer lugar resalta el núcleo de 280 mm recogidos en Santa Eulalia en Ibiza, sobrepasando las cantidades registradas en todos los observatorios de Formentera que están alrededor de los 200 mm.

En Mallorca las cantidades fueron inferiores, destacando, sin embargo, los 176 mm recogidos

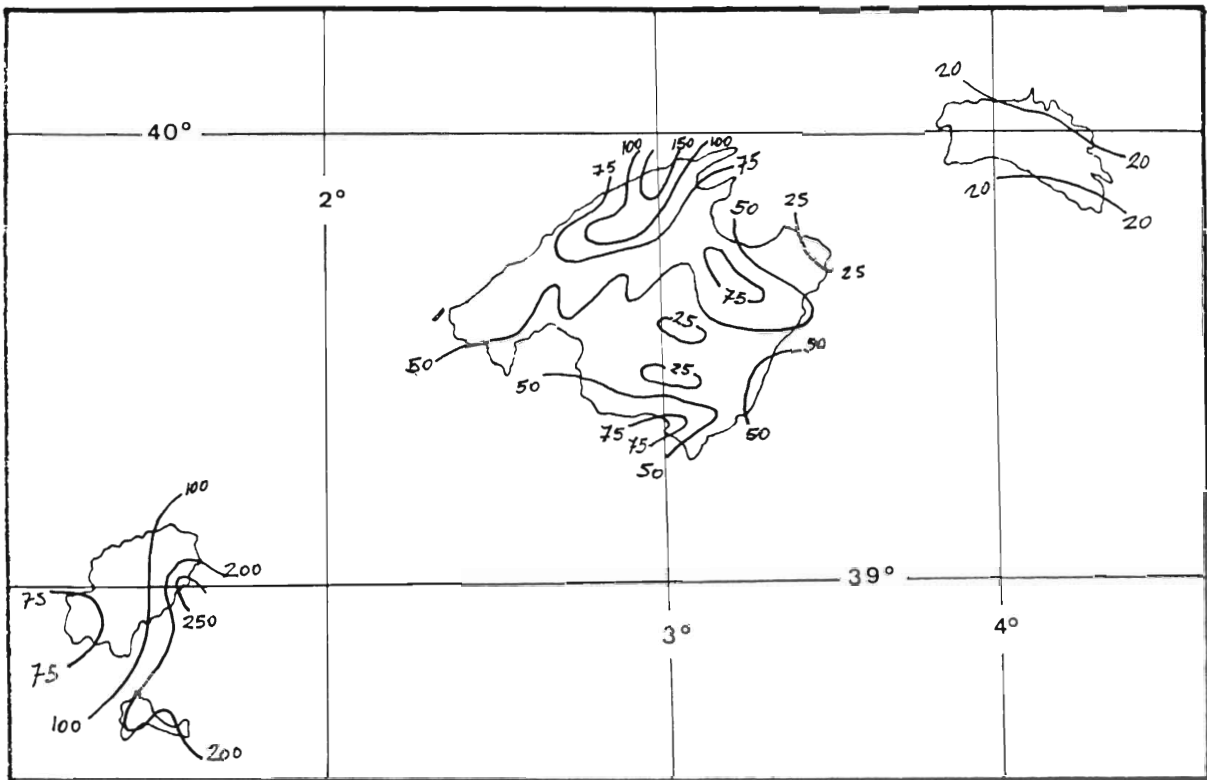


Figura 2.—Precipitaciones en las Baleares del día 15 de noviembre de 1985.

en la zona más al norte de la cordillera, siendo también muy copiosas en la zona de los picos más altos. En tierras llanas destacan los 85 mm recogidos en los prados de Sa Pobla y los 80 mm en Santanyi, contrastando con los 18 mm recogidos en Campos del Puerto.

En Menorca las precipitaciones fueron muy inferiores, no alcanzando los 30 mm en ningún observatorio.

En cuanto al régimen de precipitaciones, en Ibiza (aeropuerto) estuvo lloviendo de forma moderada y continua durante la noche y primeras horas de la mañana, intensificándose la precipitación a partir de las 11 TMG y produciéndose posteriormente fuertes chubascos que dieron lugar a una precipitación de unos 25 mm entre las 12,40 y las 13 TMG, cesando a continuación para reanudarse de forma muy débil ya entrada la noche. Según el señor Torres, la tormenta sobre Formentera se desencadenó alrededor de las 13 TMG.

En la isla de Mallorca, concretamente en Palma ciudad, estuvo lloviendo de forma continua, débil o moderadamente, hasta primeras horas de la mañana en que cesó la precipitación, apareciendo nuevamente alrededor de las 16 TMG para convertirse en chubasco hacia las 18 TMG, sin alcanzar intensidades grandes, pero acompañado de mucho aparato eléctrico. En efecto, entre las 16 y las 21 TMG, hora en que cesó la precipitación, se recogieron 23,5 mm. La espectacularidad de la tormenta se centró precisamente en el aparato eléctrico que desencadenó. En otros puntos, como por ejemplo el Monasterio de Lluc, en la cordillera mallorquina, la precipitación de la tarde del día 15 empezó alrededor de las 13 TMG de forma moderada, para hacerse más intensa hacia las 17,30 TMG, registrándose la mayor intensidad hacia las 19 TMG, hora a la que en unos tres minutos se recogieron 7 mm. Análogamente en Son Torrella, situado en las cercanías del Puig Major, al SW del Monasterio de Lluc, también la precipitación apareció alrededor de las 13 TMG de forma débil, intensificándose a partir de las 16 TMG con el máxi-

mo de intensidad alrededor de las 18 TMG. En Soller (Sa Vinyassa), al SW del Puig Major, se registró precipitación desde las 16 TMG, siendo la mayor intensidad entre las 18 y las 19 TMG en que se recogieron 30 mm. En Salinas de Levante, situadas en el S de Mallorca, la lluvia había estado ausente prácticamente durante todo el día y empezó bruscamente de forma intensa alrededor de las 19 TMG, recogiéndose 30 mm en unos 45 minutos. En otros puntos de la parte levantina de la isla, como son Felanitx y Artá, se registraron precipitaciones moderadas durante las primeras horas de la tarde; sin embargo, alrededor de las 19 TMG aumentó bruscamente la intensidad recogiéndose en Felanitx 20 mm en unos 60 minutos y en Artá 22 mm en unos 40 minutos, cesando en ambos lugares la precipitación de forma brusca.

Por último, en Mahón (Menorca) la lluvia estuvo prácticamente ausente durante toda la mañana y la tarde, registrándose solamente un chubasco intenso hacia las 21,30 TMG, recogiéndose 16 mm en unos 20 minutos.

En la figura 3, se presentan los registros pluviográficos del aeropuerto de Ibiza, Palma (Centro Meteorológico), Soller (Sa Vinyassa) y aeropuerto de Menorca, en los cuales puede observarse el desfase temporal entre los intervalos de máxima intensidad, que, como veremos posteriormente, está íntimamente relacionado con la trayectoria de la tormenta y con la situación sinóptica.

3. Análisis de la situación sinóptica

Comentamos a continuación la evolución de la situación sinóptica desde las 12 TMG del día 14 hasta las 00 TMG del día 16, fundamentándonos en las topografías incluidas en el Boletín Diario del INM, en el Boletín Meteorológico Europeo y en los análisis de superficie a mesoescala que sobre mapas $1:5 \times 10^6$ se elaboran de forma rutinaria en el CMZ de Palma de Mallorca. El día 14 a las 12 TMG se observa en superficie, figura 4, una depresión en el interior de Africa que está advirtiendo aire cálido hacia el

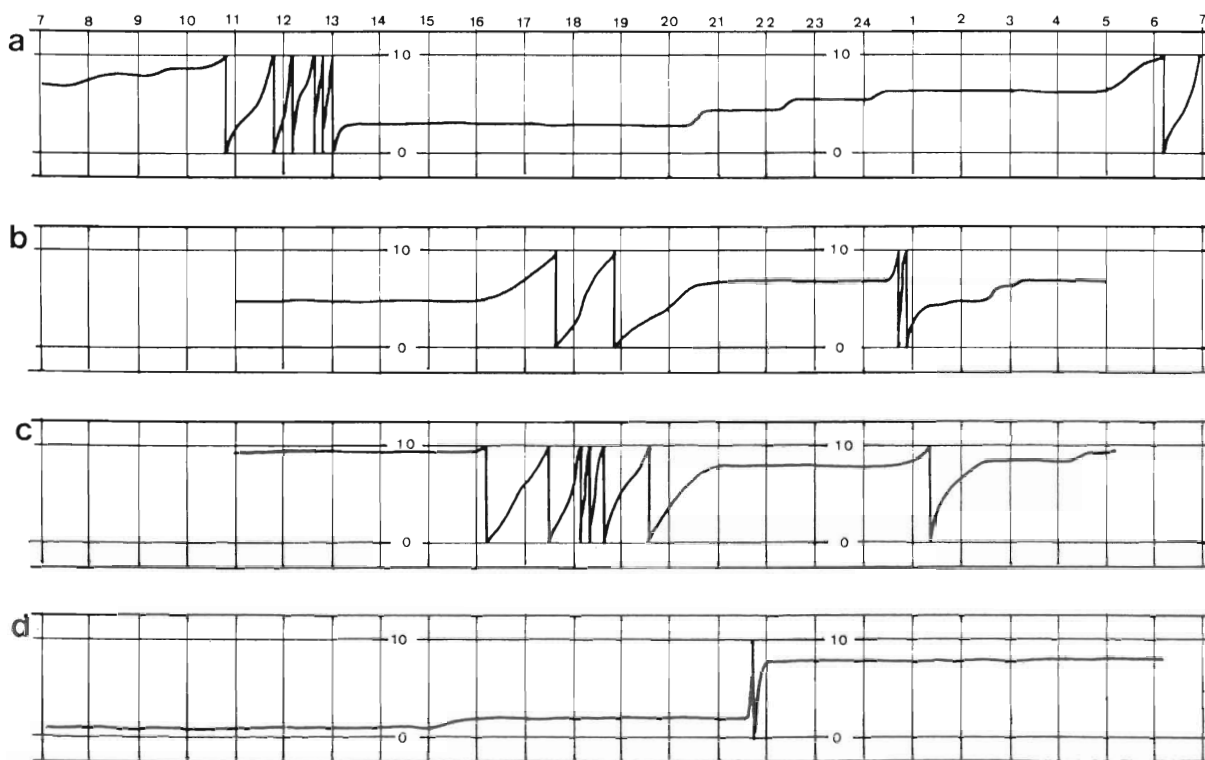


Figura 3.—Pluviogramas del día 15 de noviembre de 1985 en los observatorios: a) Ibiza (aeropuerto); b) Palma de Mallorca (Centro Meteorológico); c) Sóller (Sa Vinyassa); d) Mahón (aeropuerto).

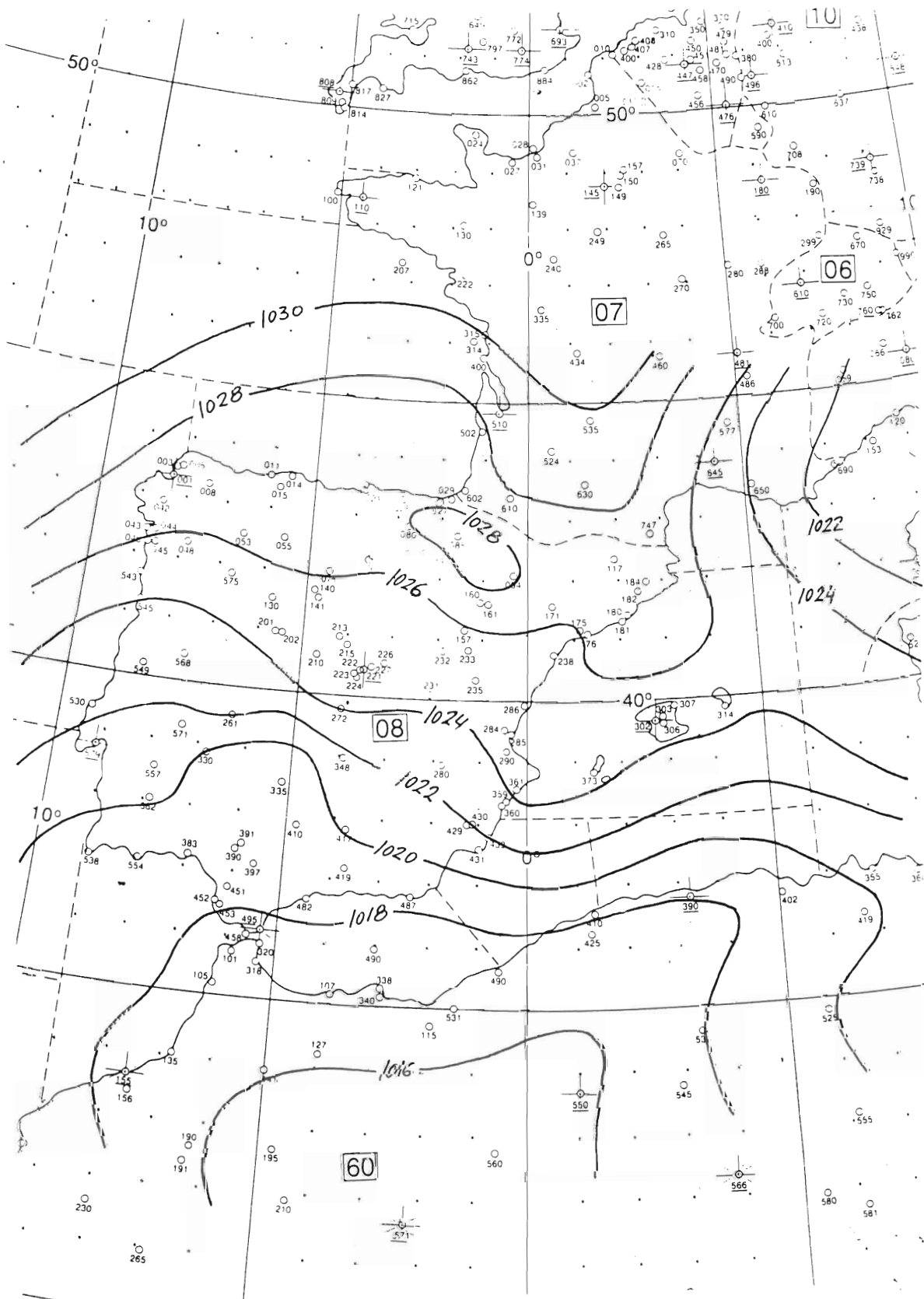


Figura 4.—Análisis de superficie: 14 de noviembre de 1985 a 12 TMG.

Mediterráneo, en cuya mitad sur el gradiente bórico es grande, provocando vientos del E algo fuertes. No aparece un frente marcado, pero la diferencia de temperaturas entre Menorca, afectada por la corriente de aire frío del N y Argel es de 5 °C. En la topografía de 850 hPa (fig. 5a) se observa una depresión centrada sobre Gibraltar, que, al añadir la isohipsa de 1530 m, muestra claramente una advección de aire cálido hacia el Mediterráneo y aire frío hacia el interior de Africa, lo cual hace aumentar la baroclinidad de la onda. Por otra parte, continúa la advección de aire frío en la zona norte del Mediterráneo occidental, como lo demuestran los vientos medidos (compárense los vientos de Palma y Murcia), lo que favorecerá el aumento del gradiente de temperatura. La existencia de la depresión se confirma en las topografías de 700, 500 y 300 hPa (figs. 5b, 5c, 5d), donde puede observarse la inclinación de su eje vertical, lo que demuestra

el estado en fase de desarrollo. Al nivel de 700 hPa continúa la advección de aire cálido hacia el mar de Alborán, no siendo apreciable ni en el mar de Argelia ni en las Baleares y tampoco lo es en niveles superiores. Hay que hacer notar la difluencia de las isohipsas, tal vez asociada a divergencia, sobre el mar de Argelia al nivel de 700 hPa y sobre el mar de Alborán al nivel de 500 hPa. La existencia de una difluencia en las isohipsas al nivel de 500 hPa previa al desarrollo de ciclones de Génova ha sido demostrada por McGinley (1982) y por Radinovic (1985), presentándose en este caso de forma muy clara sobre el mar de Alborán.

El día 15 a las 00 TMG a 850 hPa (fig. 6a) se observa que la circulación ciclónica ha aumentado su radio de influencia alcanzando ya las Baleares. La penetración de aire cálido sobre el mar de Argelia es evidente, habiendo aumentado

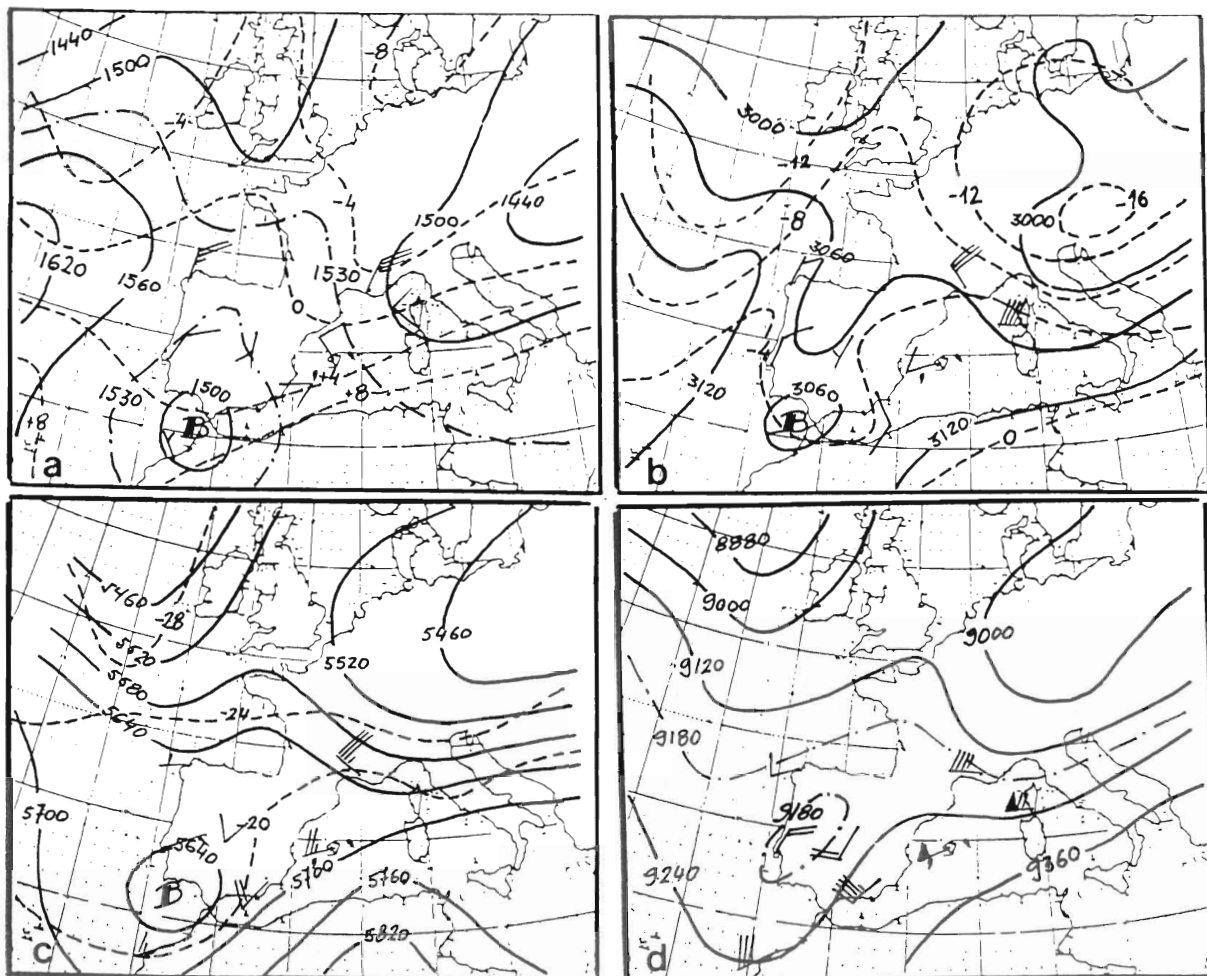


Figura 5.—Análisis en altura: 14 de noviembre de 1985 a 12 TMG. a) 850 hPa; b) 700 hPa; c) 500 hPa; d) 300 hPa.

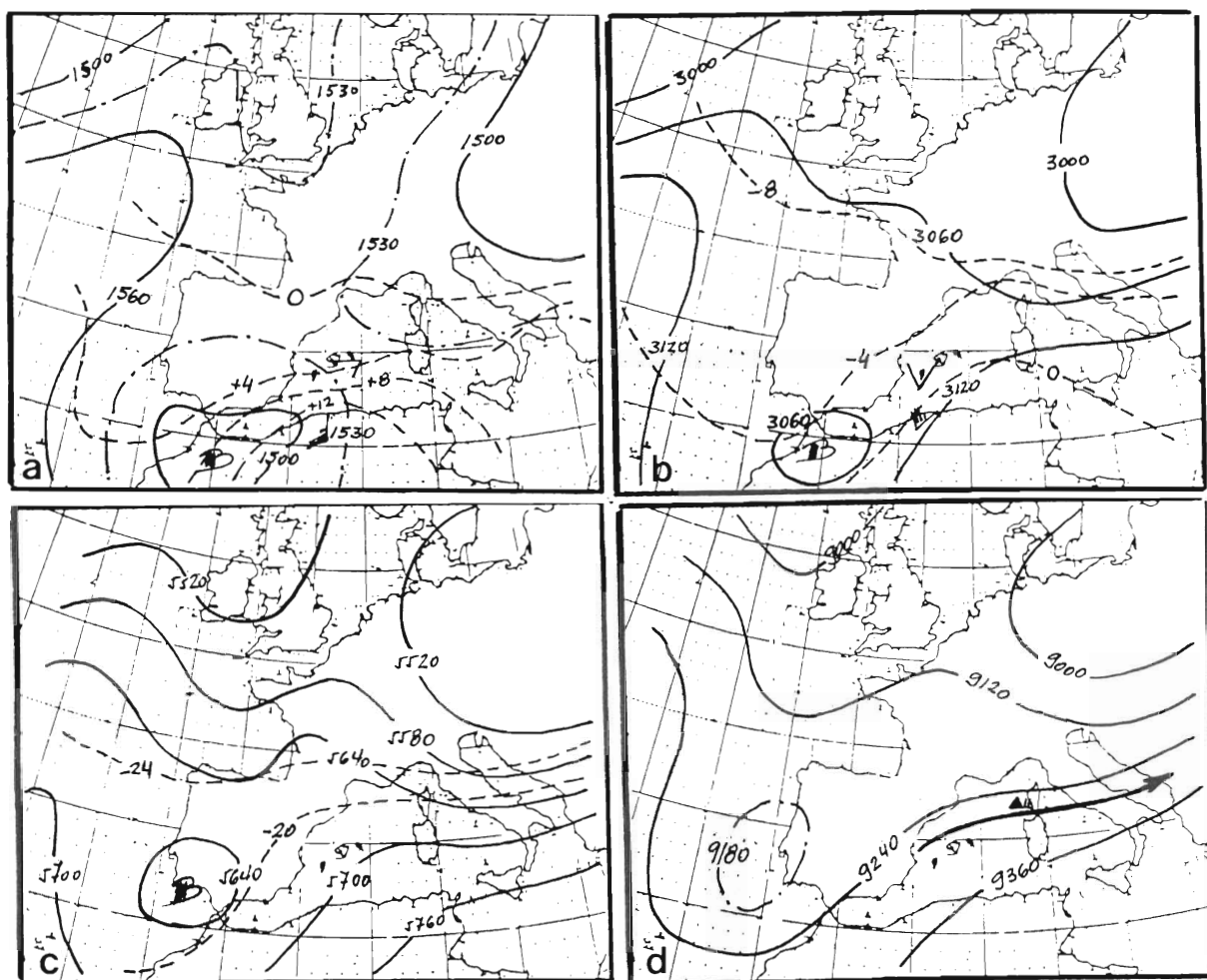


Figura 6.—Análisis en altura: 15 de noviembre de 1985 a 00 TMG. a) 850 hPa; b) 700 hPa; c) 500 hPa; d) 300 hPa.

4 °C la temperatura sobre Argel. Por otra parte, la mitad norte del Mediterráneo occidental continúa bajo la influencia de la corriente del N, lo que explica que la isoterma de 4° haya avanzado poco hacia el norte. Nuevamente se observa difluencia de las isohipsas al sur de Ibiza, pero quizá la característica más destacada es el fuerte flujo del S (35 kt) que se observa en Argel, que unido al viento observado en Mallorca, parece demostrar una zona de convergencia al sur-suroeste de Ibiza. Si bien el viento observado en Argel a esta hora no puede considerarse un chorro a bajos niveles (Low Level Jet) ya que a 700 hPa la velocidad observada coincide con la de 850 hPa, sí podría serlo si consideráramos solamente la componente meridiana. Por otra parte, hay que tener muy presente que la advección cálida es muy grande al ser prácticamente paralelo el viento al gradiente de temperatura.

En la topografía de 700 hPa (fig. 6b) la depresión continúa centrada al SW del mar de Alborán, dando flujo del SW sobre este mar y el de Argelia. La difluencia de las isohipsas sobre esta zona es muy exagerada destacando la poca variación de temperatura que se ha producido sobre el Mediterráneo occidental a este nivel. Comparando el viento observado en Palma en los niveles de 850 y 700 hPa se observa una cizalladura notable del viento entre estos dos niveles, más por cambio de dirección que por variación de la fuerza.

La estructura a 500 hPa (fig. 6c) es muy parecida a la de 700 hPa. Aparece difluencia de isohipsas en la zona señalada anteriormente y análogamente la advección de temperatura es nula. A 300 hPa (fig. 6d) no se observa variación muy notable respecto al análisis anterior, aparecien-

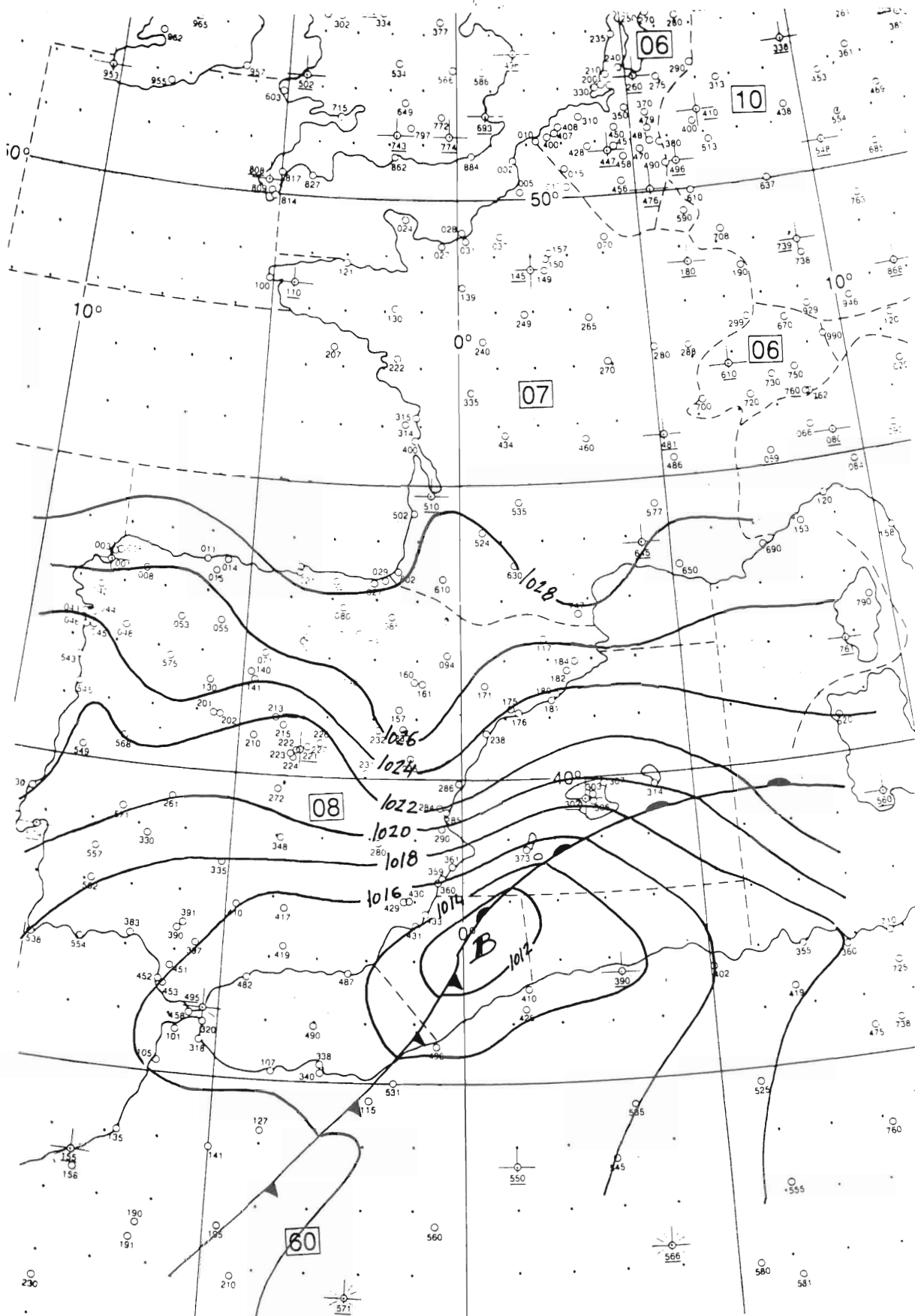


Figura 7.—Análisis de superficie: 15 de noviembre de 1985 a 06 TMG.

do un eje de vientos máximos desde el golfo de Valencia hacia Yugoslavia.

Se observa también una inclinación del eje vertical de la depresión hacia el W, lo que permite afirmar que se trata de un sistema en desarrollo.

La situación sinóptica en superficie del día 15 a las 06 TMG puede observarse en la figura 7. Aparece ya una depresión cerrada en el límite del mar de Alborán y el mar de Argelia y un frente cálido perfectamente marcado con una diferencia de temperatura entre las Baleares y Argelia de 6 °C. El frente frío en superficie, más que por el campo térmico, viene marcado por el campo de vientos. Las presiones bajan de forma firme en las Baleares y en el Levante español y de forma más débil en el norte de Africa, lo que nos indica un desplazamiento de la depresión hacia el NE. Esta depresión, producto de la ciclogénesis mediterránea no alpina es un caso claro de ciclogénesis argelina (Jansá, 1978), pues sigue el proceso clásico de formación de este tipo de perturbaciones (Jansá, 1979; Jansá, et al., 1985; Jansá, 1985).

A las 12 TMG del día 15, en superficie (fig. 8), se observa que la depresión, sin profundizarse apreciablemente, ha sufrido un desplazamiento hacia el NE. La temperatura en Palma, con cielo cubierto, ha subido unos 5 °C. Ha aumentado la diferencia de temperatura entre Argel y Palma (9 °C) y siendo de 13 °C entre Argel y Valencia. En la topografía de 850 hPa (fig. 9a) nos encontramos con una depresión de pequeñas dimensiones en el SE peninsular que continúa adveccionando aire cálido hacia el Mediterráneo occidental. El gradiente térmico sobre el Mediterráneo ha aumentado, especialmente en la zona E de la depresión. Se observa también una marcada difluencia de las isohipsas en la misma zona donde aparece el mayor gradiente de temperaturas junto con un viento muy fuerte del SW (40 kt) en Argel. Tal como aparece el campo de vientos observados en los vértices del triángulo Argel-Palma-Murcia, el flujo del S debe encontrarse aproximadamente en el bari-

centro del mismo y veremos que, precisamente, ésta es la zona por donde avanza la tormenta objeto de este estudio. Al nivel de 700 hPa (fig. 9b) la situación se corresponde con la de niveles inferiores. Destaca la advección débil de aire cálido hacia el interior peninsular y la difluencia de las isohipsas al SW de las Baleares. En 500 hPa (fig. 9c) la situación es muy parecida a 700 hPa, destacando la difluencia que deberá ocurrir al S de Ibiza. En 300 hPa (fig. 9d) no se observa cambio apreciable respecto al análisis anterior.

Nuevamente el eje vertical de la depresión está inclinado hacia el oeste, continuando, por lo tanto el proceso de desarrollo.

El análisis de superficie a las 00 TMG del día 16 (fig. 10) muestra que el centro depresionario abarca todo el mar de Argelia, con dos centros de circulación ciclónica muy marcada, con un gradiente bórico grande en la mitad norte del Mediterráneo occidental. El frente cálido alcanza las costas peninsulares con la masa cálida situada sobre el mar.

Al nivel de 850 hPa (fig. 11a) puede observarse la depresión centrada sobre el mar de Alborán, pero abarcando con su radio de acción todo el Mediterráneo occidental, el progreso realizado por las isotermas de 4 °C y 8 °C, contrastando con el realizado por la de 12 °C, manteniéndose la advección cálida hacia el litoral mediterráneo. A 700 hPa (fig. 11b) también se observa el aumento del radio de la circulación ciclónica, pero no aparece variación importante en la estructura del campo térmico. Sin embargo, a 500 hPa (fig. 11c) se ha reforzado la circulación ciclónica sobre Andalucía oriental con una difluencia de las isohipsas al sur de las Baleares, tal vez más pronunciada que en los anteriores análisis. El campo de temperaturas en la zona de estudio apenas ha variado. En cuanto al nivel de 300 hPa (fig. 11d), se observa que se mantiene la depresión sobre Gibraltar, con un aumento de la circulación meridiana sobre el Mediterráneo occidental.

La inclinación del eje vertical de la depresión ha disminuido, especialmente en los niveles ba-

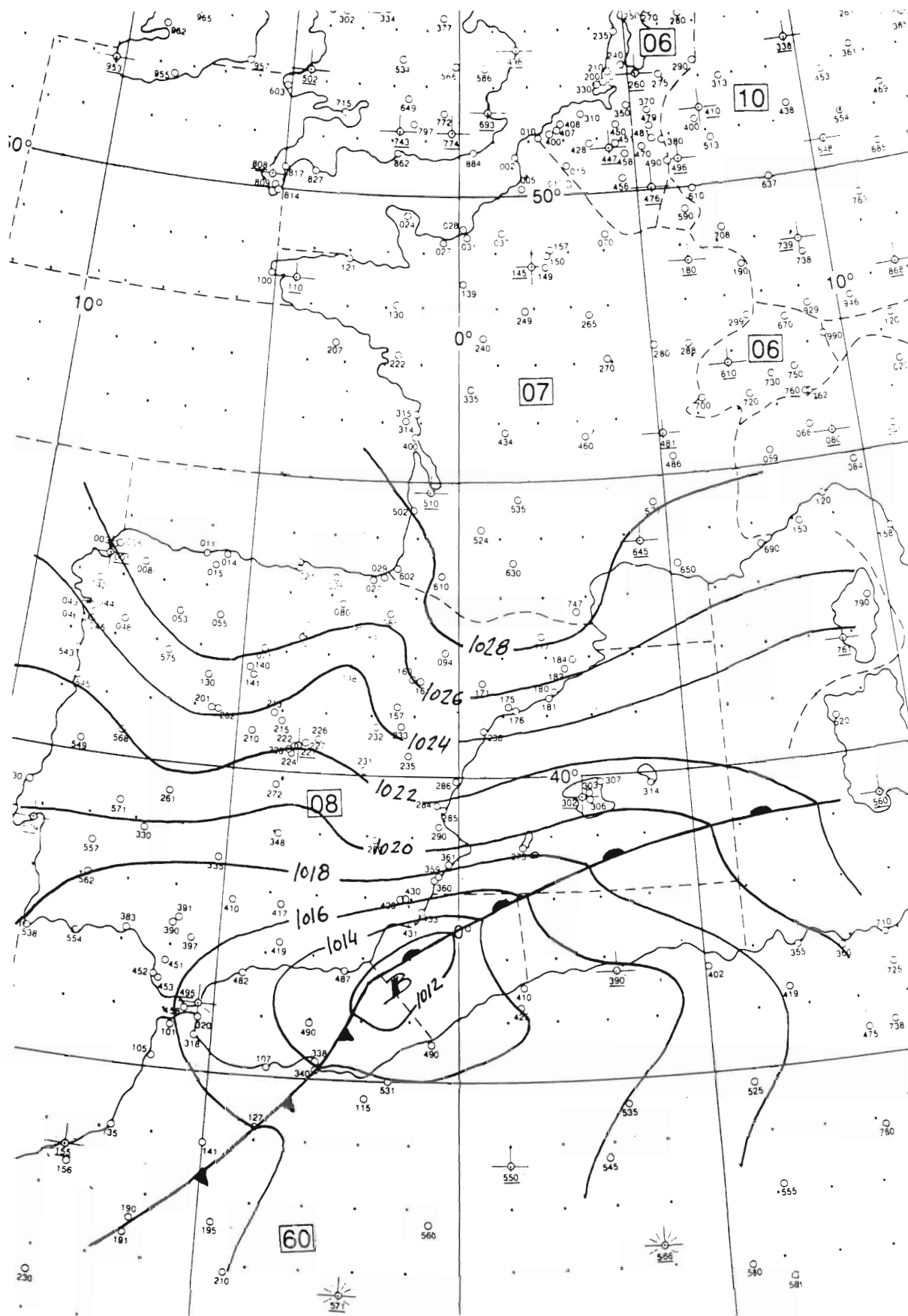


Figura 8.—Análisis de superficie: 15 de noviembre de 1985 a 12 TMG.

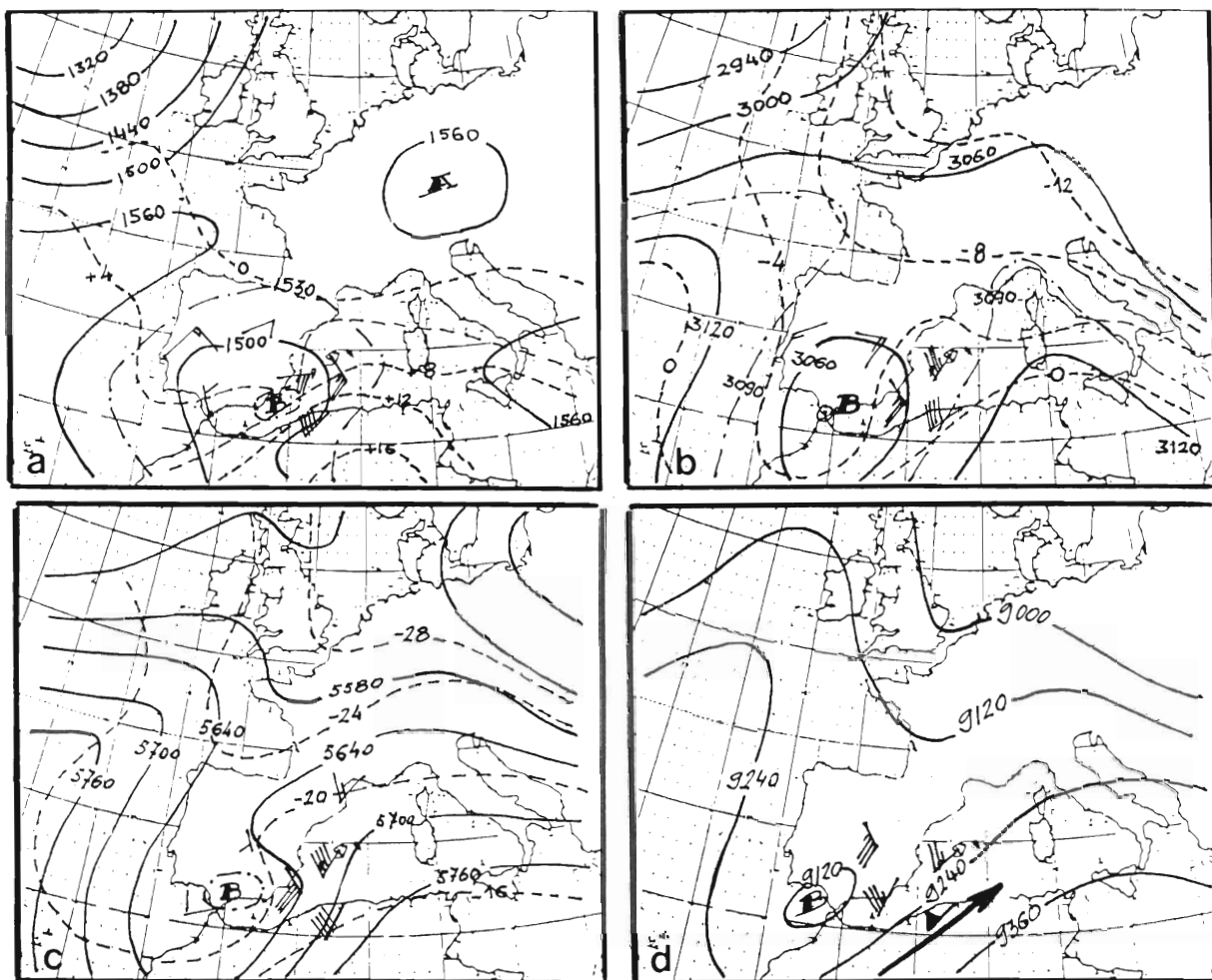


Figura 9.—Análisis en altura: 15 de noviembre de 1985 a 12 TMG. a) 850 hPa; b) 700 hPa; c) 500 hPa; d) 300 hPa.

jos, prueba de que prácticamente está en su fase de madurez.

Conviene aquí indicar que una situación en altura semejante a la presentada, había sido referenciada por Alonso (1975) como generadora de temporales de Levante en Cataluña, pero en superficie fijaba su atención en la distribución bórica en Centroeuropa, que es de carácter anticiclónico.

4. Análisis de la estabilidad vertical

En las figuras 12, 13 y 14 se presentan los sondeos aerológicos, sobre diagramas (T, ln p) oblicuos, realizados en Palma de Mallorca el día 15 a 00 y 12 TMG y día 16 a 00 TMG, respectivamente.

En el sondeo de las 00 TMG destaca la presencia de una inversión con aire muy seco entre 830 y 780 hPa, con aire relativamente frío y gradiente vertical grande en la capa inferior. Destaca, sin embargo, un alto contenido de vapor en las capas superiores. Al estudiar la inestabilidad por elevación forzada encontramos que la capa inferior es absolutamente estable, siendo, sin embargo, inestable convectivamente el estrato entre el nivel de superficie y 780 hPa. Hay que descartar la inestabilidad por calentamiento por razones obvias.

Se han calculado varios índices que la experiencia ha demostrado su valía en la predicción de los fenómenos convectivos. Estos índices son:

- a) Índice de Showalter, definido por

$$IS = T_{500} - T_{850}$$

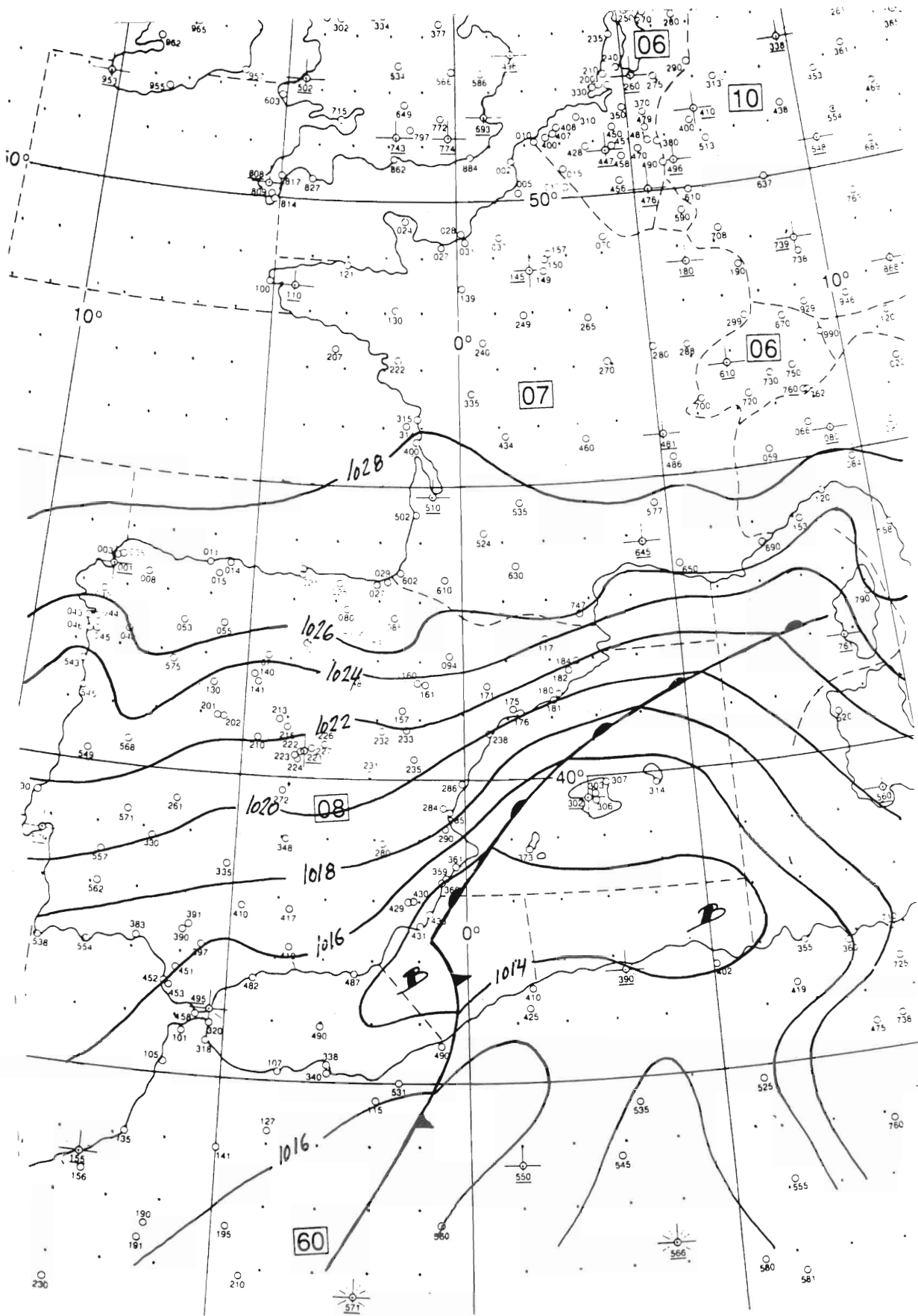


Figura 10.—Análisis de superficie: 16 de noviembre de 1985 a 00 TMG.

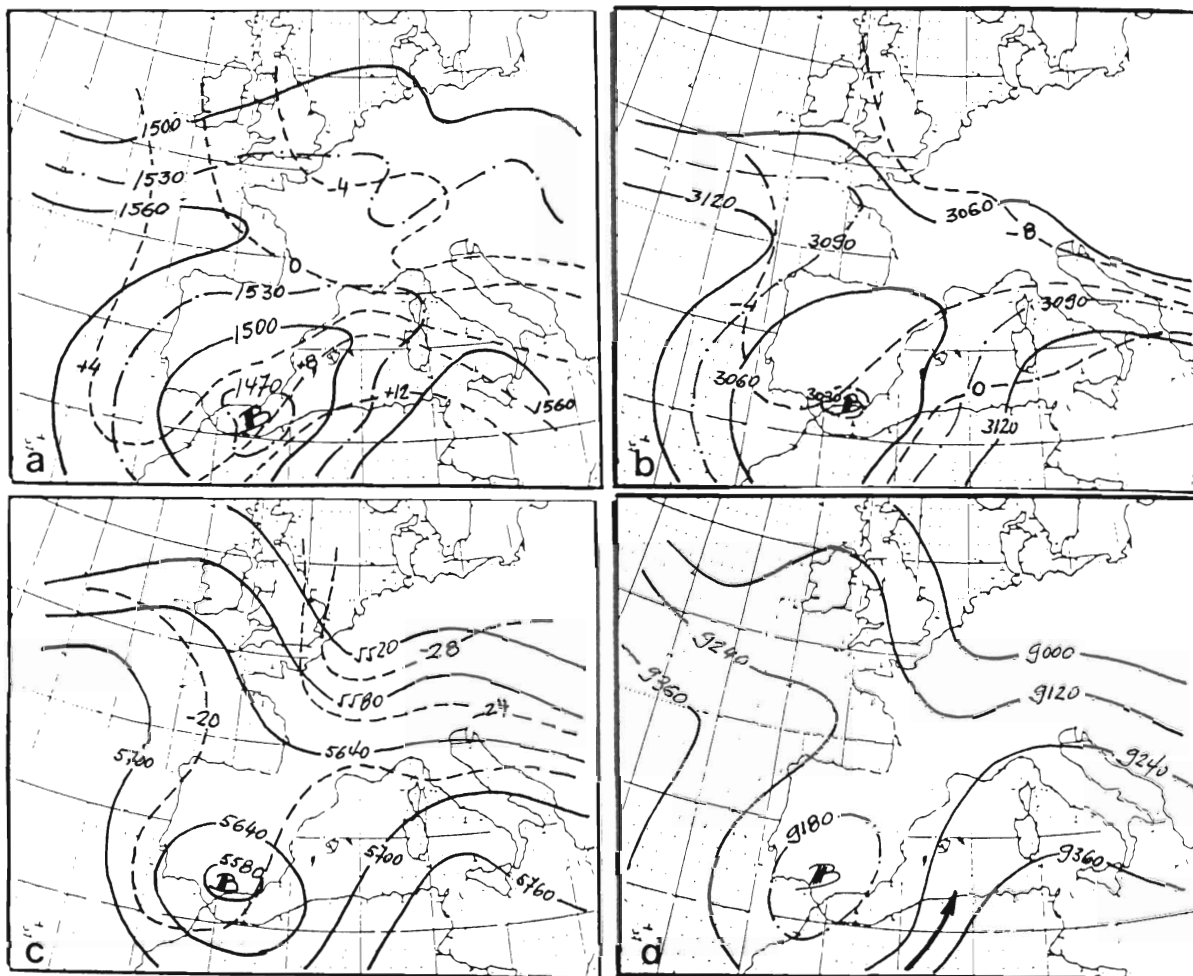


Figura 11.—Análisis en altura: 16 de noviembre de 1985 a 00 TMG. a) 850 hPa; b) 700 hPa; c) 500 hPa; d) 300 hPa.

donde:

T_{500} es la temperatura a 500 hPa
 T'_{850} es la temperatura que alcanza a 500 hPa, por elevación forzada, la partícula que parte de 850 hPa.

Es frecuente que se desarrollen tormentas con valores inferiores a + 3.

b) Índice K, definido por:

$$IK = T_{850} - TD_{850} - (T_{500} + T_{700} - TD_{700})$$

donde:

T_{850} es la temperatura a 850 hPa
 TD_{850} es la temperatura del punto de rocío a 850 hPa.

T_{700} es la temperatura a 700 hPa.

TD_{700} es la temperatura del punto de rocío a 700 hPa.

Este índice parece que da buenos resultados para predecir la convección en masas de aire por calentamiento, lo cual no será demasiado útil en este caso. Las tormentas son frecuentes cuando el índice toma valores superiores a 40.

c) Índice Total Totals, definido por

$$TI = T_{850} + TD_{850} - 2T_{500}$$

En Estados Unidos se toma como indicador de convección cuando TI es mayor que 44 indicador de probables tormentas cuando TI es mayor de 50.

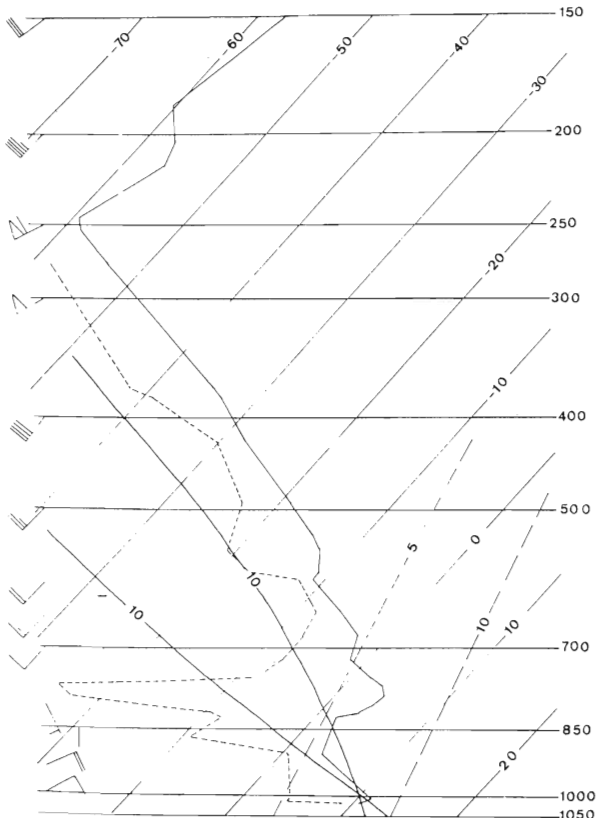


Figura 12.—Radiosondeo de Palma de Mallorca: 15 de noviembre de 1985 a 00 TMG.

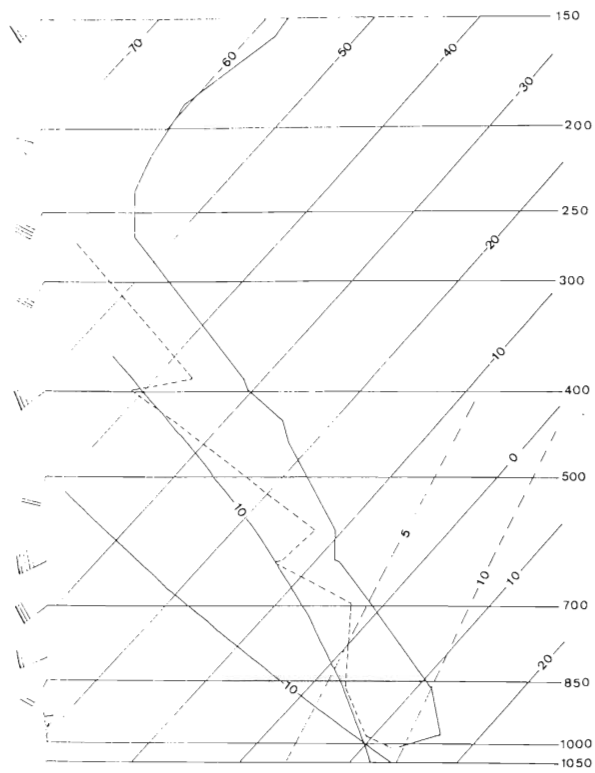


Figura 14.—Radiosondeo de Palma de Mallorca: 16 de noviembre de 1985 a 00 TMG.

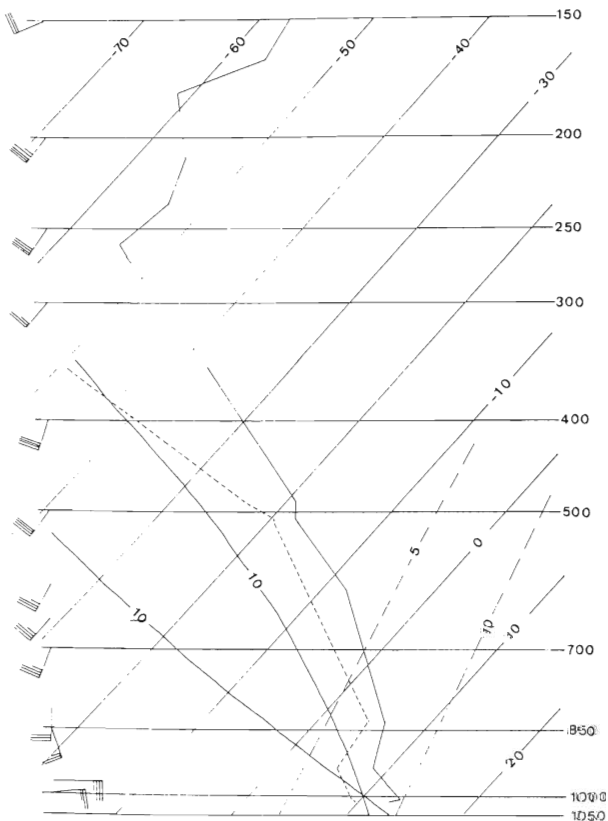


Figura 13.—Radiosondeo de Palma de Mallorca: 15 de noviembre de 1985 a 12 TMG.

d) Lifted Index, definido por

$$LI = T_{500} - T'$$

donde T' representa la temperatura que alcanza a 500 hPa, por elevación forzada, la partícula representativa del estado medio del estrato de los 100 hPa más bajos del sondeo. En Estados Unidos con valores inferiores a + 4 se han observado tormentas.

Los valores obtenidos para el sondeo de las 00 TMG del día 15 pueden verse en la Tabla 1. Como puede observarse, dichos valores están muy lejos de los valores críticos, lo cual puede inducir a no predecir tormentas.

Tabla 1

Indice	85111500	85111512	85111600	Val. Crit.
IS	14,7	3,1	2,2	< 3
IK	5,9	37,1	39,1	> 40
TI	29,2	47,9	48,4	> 50
LI	12,6	6,3	2,4	< 4

Si fijamos la atención, sin embargo, en la distribución vertical de los vientos se observa un cambio de dirección desde el NE en superficie al SW al nivel de 700 hPa, lo que demuestra una advección intensa de aire cálido entre ambos niveles. La variación de la dirección del viento a partir de 700 hPa es prácticamente nula, por lo tanto no habrá advección apreciable. Existe por lo tanto advección diferencial entre bajos y altos niveles, lo cual será determinante para cambiar la estructura vertical de la atmósfera.

En el sondeo de las 12 TMG se ha producido un cambio sustancial. Los estratos bajos han sufrido un aumento considerable de la temperatura como consecuencia de la advección citada mientras que la estructura a niveles medios y altos apenas ha variado. Ha aumentado la humedad a bajos niveles. El estudio de la inestabilidad por elevación forzada con la partícula de superficie no demuestra inestabilidad vertical, pero con la partícula de 840 hPa resulta ser casi inestable. Si en este sondeo suponemos que a 850 hPa se alcanza una temperatura de 8 °C y una depresión del punto de rocío de 1,5 °C, sin modificar niveles superiores, una partícula que partiera de este nivel, mostraría inestabilidad y tanto mayor cuanto mayor fuera la temperatura. Los índices, señalados anteriormente, toman unos valores muy próximos a los críticos como puede verse en la tabla 1. En la tabla 2 puede observarse el cambio de temperatura registrado. Fijándonos en la estructura del cambio vertical de vientos se observa que continúa la advección de aire cálido en el estrato entre superficie y 700 hPa, pero siendo más pronunciado entre superficie y 830 hPa. Análogamente tampoco se observa advección apreciable a partir de 700 hPa,

salvo una débil advección fría entre 500 y 400 hPa, lo cual también puede ser decisivo. Según lo que acabamos de ver, entonces, toda la tendencia es a una progresiva y total inestabilización de la columna.

A las 00 TMG del día 16, se observa nuevamente que los estratos bajos, hasta 700 hPa, han continuado aumentando la temperatura. Véase también tabla 2. El análisis de la estabilidad por ascenso forzado tampoco muestra inestabilidad como consecuencia de la disminución de la humedad en los niveles inferiores. Los índices de inestabilidad han variado poco respecto de doce horas antes; véase tabla 1. Sin embargo el IS y el LI ya están por debajo de los valores señalados como críticos y los otros dos toman valores muy cercanos a ellos. Se observa también un cambio notable en la estructura vertical del viento al desaparecer el flujo del E en los niveles inferiores para pasar a ser de SW, lo que nos indica que la advección cálida ha desaparecido.

4. Imágenes de satélite

Comentamos a continuación la evolución de la tormenta que afectó a las Baleares durante la tarde y primeras horas de la noche del día 15, a partir de las fotografías IR de los satélites METEOSAT y NOAA recibidas en la estación secundaria APT instalada en CMZ de Palma de Mallorca. Se incluyen algunas fotografías coloreadas y otras en blanco y negro, pudiéndose así observar la estructura en las dos formas de recepción disponibles. Las escalas de realce pueden verse en las figuras 15 y 16. Hay que señalar que, aunque en las fotografías aparecen más núcleos tormentosos, no se comentarán ya que nuestro interés se centra en la tormenta indicada. De todas formas puede observarse que la situación sinóptica comentada es favorable al desarrollo de la convección intensa.

En la figura 17, NOAA a las 02,30 TMG, que es nuestro punto de partida, puede observarse un núcleo convectivo ya desarrollado, de forma redondeada con un yunque no demasiado extenso

Tabla 2

Nivel	85111500	85111512	85111600
950	7,0	9,7	15,2
900	3,3	7,6	13,0
850	2,2	6,4	10,4
800	4,8	4,2	7,0
700	- 2,3	- 1,7	- 1,1
500	- 18,1	- 18,4	- 17,3
300	- 48,0	- 46,5	- 46,5

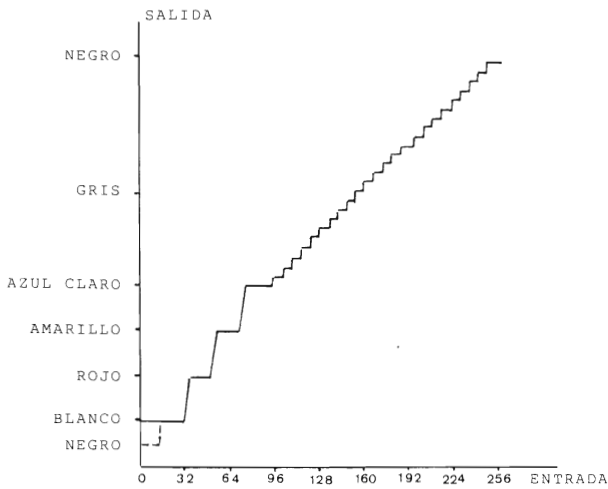


Figura 15.—Escala de realce para las fotografías en color.

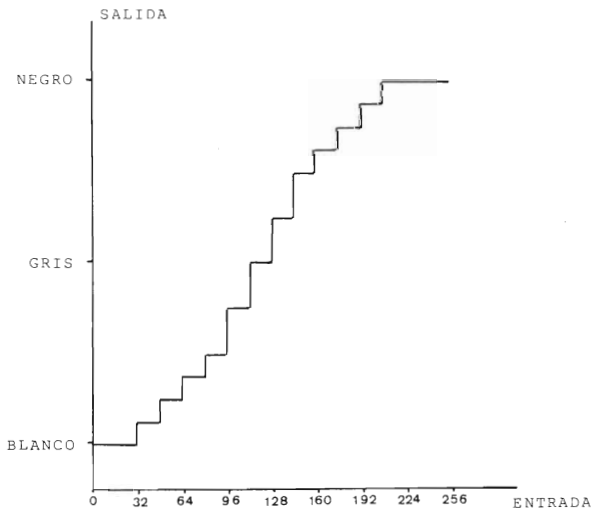


Figura 16.—Escala de realce para las fotografías en blanco y negro.

hacia el NE, sobre el mar rozando las costas murcianas y destacando sobre el sistema nuboso asociado al frente cálido. Revisando la topografía de 850 hPa a las 00 TMG, vemos que el Cb está precisamente en la zona indicada como de convergencia provocada por el fuerte flujo del S, como nos indica la observación de Argel y revisando la situación en superficie de las 06 TMG la colocaríamos en el borde de ataque del frente cálido.

En la fotografía del NOAA a las 07,30 TMG (fig. 18) se observa que el Cb ha aumentado su tamaño, habiéndose trasladado hacia el E. El viento a 700 hPa, que debería conducir teórica-



Figura 17.—NOAA IR: 15 de noviembre de 1985 a 02,30 TMG.

mente la tormenta, sopla del SW. El Cb ha adquirido una forma completamente distinta y esto es, precisamente, lo que llamó nuestra atención. Puede apreciarse la forma triangular que presenta el yunque de la tormenta y el fuerte gradiente de grises que aparece en su borde, excepto en el extremo NE. En su borde S ya se observa una zona libre de nubes, lo cual nos indica la presencia de corrientes descendentes. Comparando con la topografía de 300 hPa de las 00 TMG del día 15, dicha forma triangular debería ser producida por el efecto de bloqueo que, sobre la corriente horizontal, produce la corriente vertical, a modo de obstáculo sólido y que obliga en parte a rodearla y en parte a superarla (Fujita, loc. cit.). Si nos fijamos, sin embargo, en la topografía de 300 hPa a las 12 TMG del día 15 se aprecia una cierta difluencia del viento, lo que podría reflejarse en la forma del yunque del Cb, si bien hay que reconocer que de existir divergencia, ésta debería ser muy exagerada. Por esta razón nos incli-

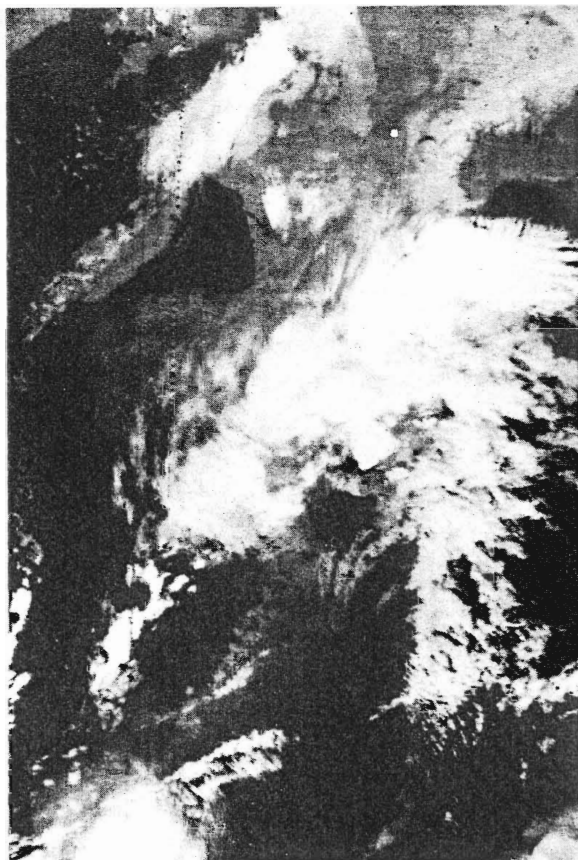


Figura 18.—NOAA IR: 15 de noviembre de 1985 a 07,30 TMG.

namos a pensar que la forma triangular es debida precisamente al efecto de bloqueo, favorecido por la otra causa. El hecho de haber adquirido esta forma es un indicativo del aumento de las corrientes convectivas y por lo tanto de la potencia de la nube.

A las 08 TMG, la fotografía del METEOSAT (fig. 19) apenas muestra desplazamiento de la tormenta que se sitúa al SSW de Ibiza y al E de las costas alicantinas. Suponiendo que no haya habido cambio apreciable en el desarrollo en la última media hora, se observa que la cima de la tormenta todavía no ha alcanzado temperaturas muy bajas, ya que predomina el color rojo, apareciendo solamente un punto blanco que podría ser un tope que sobresaliese sobre el yunque de la tormenta. Continúa con su forma triangular alargándose el yunque en su parte occidental hacia el golfo de Valencia. El yunque todavía no alcanza Ibiza. Destaca el fuerte gradiente de colores que aparece en su borde sur, pasando del

gris al rojo en un pequeño espacio. Hay que observar la presencia de nubes bajas en su borde oriental, lo que unido al viento de Levante que sopla en superficie será una fuente de alimentación para el posterior desarrollo que veremos a continuación. La tormenta hay que situarla nuevamente sobre el borde de ataque del frente cálido.

La fotografía del METEOSAT a las 10,00 TMG (fig. 20) nos muestra en primer lugar un debilitamiento de la tormenta. Disminuye la extensión del yunque que se ha independizado de forma completa y ha desaparecido el tope que sobresalía. El yunque ya alcanza Ibiza y Formentera. Hay que observar también que el gradiente de colores ha disminuido excepto en su extremo S-SE. Tal vez podría pensarse que la tormenta ha entrado en su fase de disipación teniendo presente que ya se la había observado de forma independizada siete horas antes como mínimo, tiempo muy superior a la vida media. Podemos observar también que continúa la presencia de nubes bajas en la parte oriental de la tormenta. Desde las 08 TMG ha sufrido un desplazamiento hacia el NE.

En la fotografía del METEOSAT a las 12 TMG (fig. 21), parece que la tormenta se ha reforzado algo, aunque no tenga una forma triangular tan pronunciada como tenía a las 08,00 TMG. El yunque ya ha alcanzado Ibiza, en donde a esta hora ya estaba lloviendo con cierta intensidad. La presencia de corrientes descendentes es perfectamente visible en la parte sur, al estar libre de nubes, apareciendo, sin embargo, muchas nubes bajas al sur de Mallorca.

El núcleo tormentoso entre las 12 y las 14 TMG sufre un desarrollo extraordinario como nos muestra la fotografía NOAA a las 14,05 TMG (fig. 22). Aparece una gran área en blanco (el negro es la parte más fría), con una forma triangular perfecta con eje orientado SW-NE como es el viento en los niveles superiores. A esta hora ya había llovido y lo estaba haciendo torrencialmente en Formentera, situándose el vértice de la tormenta un poco al SE de dicha

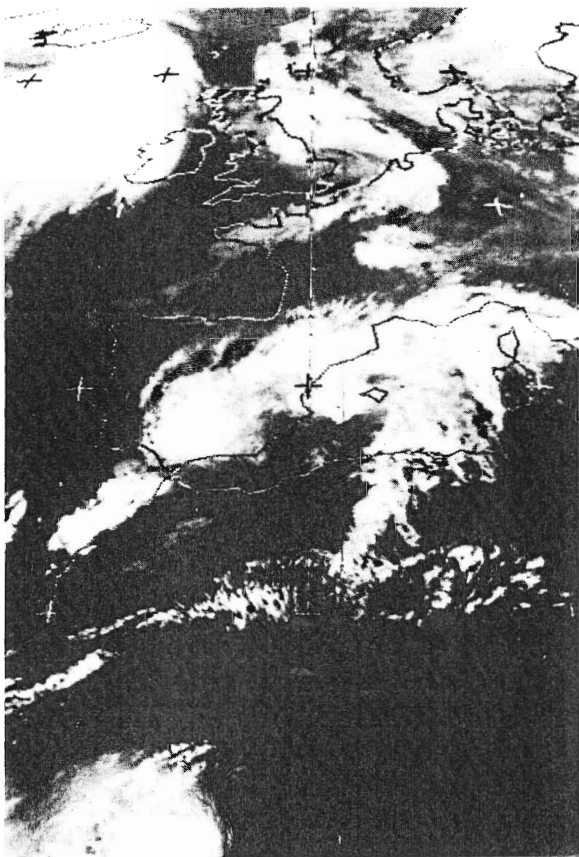


Figura 21.—METEOSAT IR: 15 de noviembre de 1985 a 12,00 TMG.

isla. Desde las 10,00 TMG la tormenta se ha desplazado hacia el ENE. El gradiente de colores en toda la mitad sur es quizá el mayor observado hasta el momento, incluso en algún punto del extremo sur se pasa del gris al blanco directamente. La forma triangular tan exagerada parece, sin duda, producto del bloqueo por la corriente ascendente sobre el flujo horizontal. También hay que observar que ha disminuido la cantidad de nubes bajas al E de la tormenta, si bien su presencia todavía es notable. Nuevamente vemos que hay que colocar la tormenta sobre el borde de ataque del frente cálido.

A las 15,00 TMG, la fotografía del METEOSAT (fig. 23) nos muestra que la tormenta continúa en su estado de gran desarrollo con una forma triangular casi perfecta con su eje en dirección N-S. El gradiente de colores es muy grande, especialmente en el vértice sur, habiendo disminuido algo en su borde levantino. La presencia de nubes bajas en la parte sur prácti-

camente ha desaparecido, estando todavía presentes al este, que servirán para alimentar la tormenta algún tiempo como veremos. Creemos que entre las 14 y las 15 TMG la tormenta estuvo en el momento de su máximo desarrollo, que precisamente coincide aproximadamente con las torrenciales precipitaciones registradas en Formentera y algún punto de Ibiza.

La fotografía del NOAA a las 17,15 TMG (fig. 24) nos muestra que la tormenta sigue presentando un vértice nítido en su extremo sur, extendiéndose el yunque hacia el norte y el eje del mismo presenta una mayor inclinación SW-NE que en las dos fotografías anteriores. Continúa existiendo el gradiente de grises en el vértice S, característica que se ha mantenido durante todo el tiempo. De esta fotografía no se ha podido disponer de versión coloreada por lo que, aunque parece mantener el desarrollo, no es posible asegurarlo completamente.

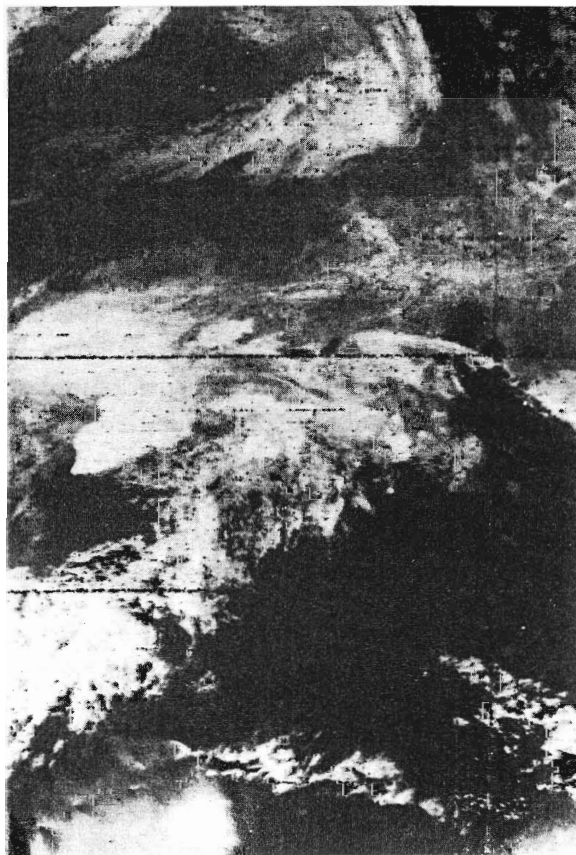


Figura 24.—NOAA IR: 15 de noviembre de 1985 a 17,15 TMG.

En la fotografía del METEOSAT a las 18,30 TMG (fig. 25) nos muestra el momento en que el núcleo tormentoso alcanza Mallorca y, precisamente, a esta hora es cuando empezó a llover más intensamente en Palma, como hemos visto al analizar el pluviograma correspondiente. Se ve claramente que la tormenta ha perdido intensidad, la zona blanca ha disminuido en extensión así como en uniformidad. Por otra parte, la estructura triangular si bien se mantiene, no es tan clara como a las 14,05 y a las 15 TMG. Las nubes bajas están presentes en su borde levantino hacia donde debe dirigirse si es conducida por el flujo a niveles medios. Análogamente continúa el gradiente de colores en su mitad S, especialmente en el vértice del triángulo donde se pasa del gris, casi negro, a rojo. Por otra parte, se observa que en Ibiza están presentes unas pocas nubes bajas lo mismo que en Menorca, que todavía no ha sido alcanzada por el yunque del Cb.

Desde las 10,00 TMG en que aparece su individualización, dicha tormenta ha tenido una evolución autónoma, siguiendo, prácticamente, el borde de ataque del frente cálido. Podría, por lo tanto, tener influencia la posición de la isoterma de 8 °C a 850 hPa de tal manera que fuera la que realmente disparara la inestabilidad vertical, como hemos visto que era posible.

En la fotografía del NOAA del día 16 a las 07,08 TMG (fig. 26) puede observarse claramente el núcleo tormentoso que ha seguido un desplazamiento hacia el ENE. Dicho núcleo ha perdido la estructura triangular, apareciendo nuevamente la forma redondeada que observábamos unas 29 horas antes y hay que reconocer que el aporte de humedad desde el E todavía puede alimentar dicha célula convectiva.

Es precisamente este desplazamiento con una componente mucho más zonal hacia el E que el que indican las topografías a 700 hPa, especialmente las primeras horas del día 15, así como el observado entre las 18,30 TMG del 15 y las 07,08 TMG del día 16, junto con la forma de la isoterma de 8 °C en la topografía de 850 hPa lo que

nos induce a pensar que, precisamente, la llegada de este aire cálido es la principal causa del mantenimiento de la inestabilidad. La trayectoria de la tormenta puede verse en la figura 27.

El hecho de realizar un estudio de esta tormenta fue precisamente la forma tan peculiar que presentaba en las fotografías de satélite. Como ya se ha dicho, tales formas han sido referenciadas por Fujita (loc. cit.) y McCann (loc. cit.). Además, dichos autores hacen notar que en algunas ocasiones la forma triangular se transforma en "V" para la zona más fría de la tormenta con una mancha cálida en su interior como muestra la figura 28.

En el estudio de McCann, sobre la parte central de EE.UU., un 69 % de tormentas que presentaban realce en V en las fotografías de los satélites GOES habían dado lugar a tiempo severo en el intervalo de los 60 min siguientes a su aparición y que en un 24 % de avisos de tiempo se-



Figura 26.—NOAA IR: 16 de noviembre de 1985 a 07,08 TMG.

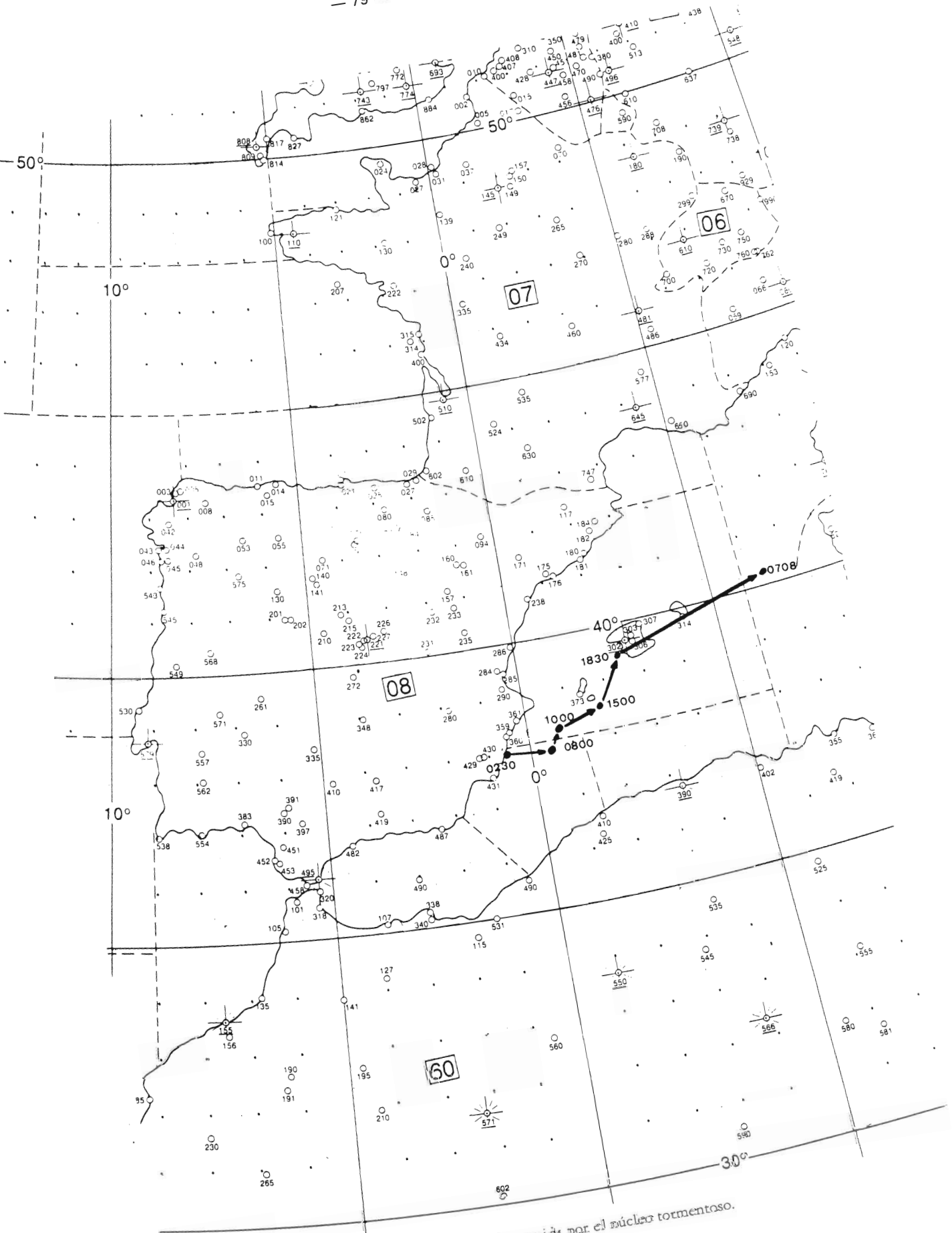


Figura 27.— Trayectoria seguida por el núcleo tormentoso.

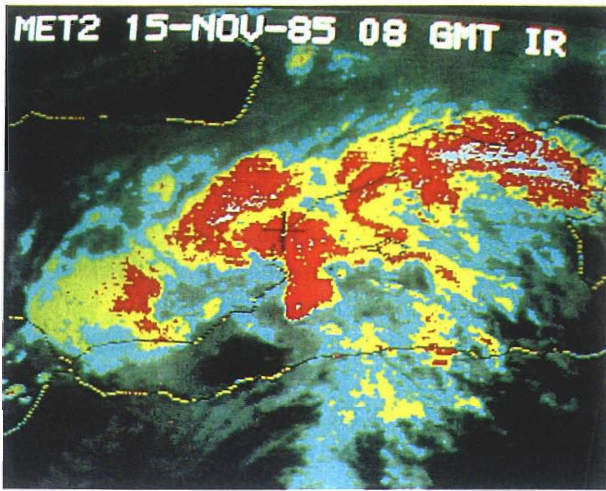


Figura 19.—METEOSAT IR: 15 de noviembre de 1985 a 08,00 TMG.

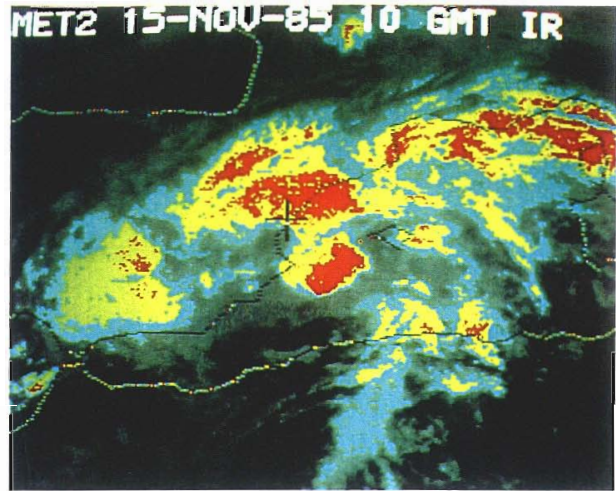


Figura 20.—METEOSAT IR: 15 de noviembre de 1985 a 10,00 TMG.

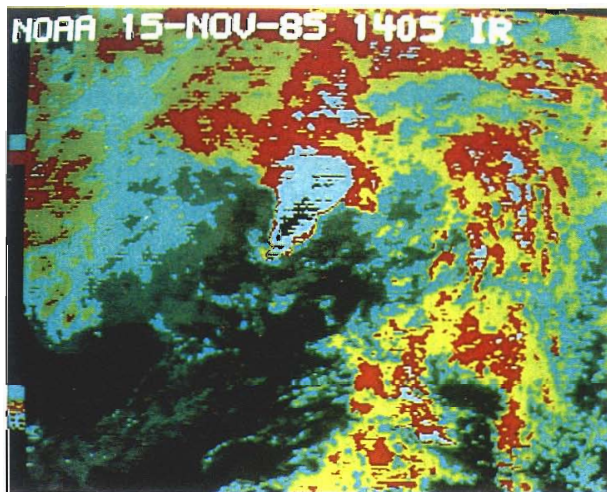


Figura 22.—NOAA IR: 15 de noviembre de 1985 a 14,05 TMG.

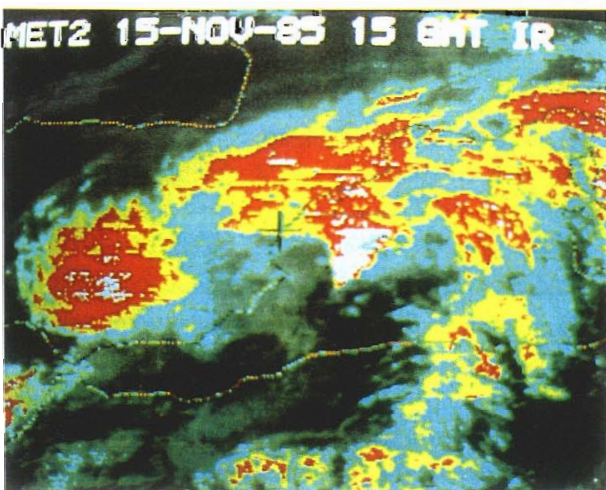


Figura 23.—METEOSAT IR: 15 de noviembre de 1985 a 15,00 TMG.

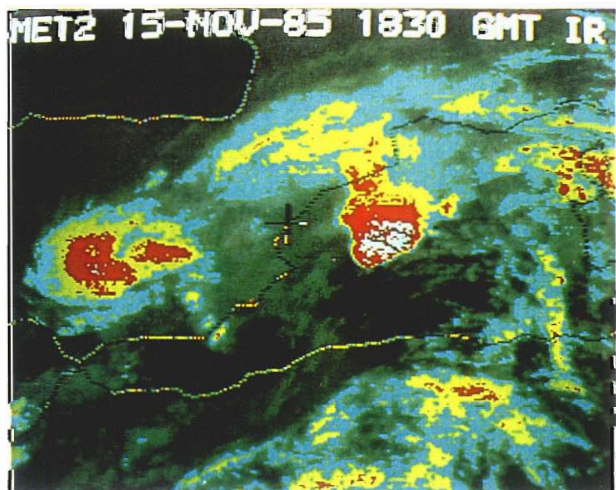


Figura 25.—METEOSAT IR: 15 de noviembre de 1985 a 18,30 TMG.

vero presentaban realce en V. Por lo tanto, muchas tormentas severas no presentan realce en V o, por lo menos, no se distingue de forma clara. Por otra parte, en el National Severe Storm Forecaster Centre (NSSFC) en Kansas City, la búsqueda de estructuras en V es un elemento decisivo para emitir avisos de tiempo severo.

Con respecto a la aparición de la mancha cálida, todavía no se ha dado una explicación clara. Varias teorías pueden verse en McCann (loc. cit.), aunque parece ser que predomina la indicada anteriormente, es decir, el efecto del bloqueo de las corrientes horizontales por la corriente vertical en la cúpula del Cb, más fría que el ambiente, y la superación de la misma por la corriente exterior, quedando ésta tras dicha superación a mayor temperatura que sobre la cúpula y calentando, por mezcla, la cima de la nube a sotavento.

Como puede observarse en las fotografías que se presentan no aparece mancha cálida en ningún momento. Por otra parte, no se observó granizo en ningún observatorio ni el viento alcanzó, en los momentos que la tormenta afectó a observatorios completos, valores excesivamente altos. De producirse seguramente fue sobre el mar. Por otra parte, hay que pensar que, posiblemente, con fotografías de alta resolución se podría



Figura 28.—Realce en "V" y mancha cálida (según McCann, 1981).

obtener una diferenciación más completa del campo de temperatura.

5. Conclusión

A falta de observación radárica, imposible en estos momentos, nos atrevemos a formular la hipótesis que la tormenta en estudio es un caso de tormenta multicelular.

En primer lugar, la convección en una primera etapa es imposible por la presencia de una inversión seca. La inestabilidad se ha desarrollado por la advección diferencial y la presencia de cizalladura es notoria, como puede observarse en los sondeos de Palma, o más claramente en la figura 29 que muestra la hodógrafa sobre Palma a las 12 TMG del día 15. La desaparición de la capa seca, y la presencia de humedad en toda la atmósfera a la llegada de la tormenta, impide que se forme granizo y favorece la eficiencia de la precipitación.

Por otra parte, si nos fijamos en las fotografías del METEOSAT y del NOAA, la parte S y SE

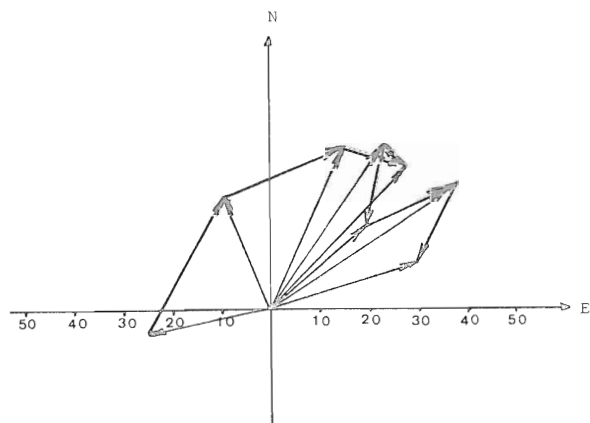


Figura 29.—Hodógrafa del viento en Palma de Mallorca el 15 de noviembre de 1985 a 12 TMG.

de la tormenta está, y va haciéndose cada vez más notorio, libre de nubes bajas, consecuencia de la corriente de aire frío descendente; sin embargo en su flanco NE aparecen nubes bajas que alimentan la convección. En la fotografía

NOAA a las 07,30 TMG del día 15, es posible observar un pequeño arco al S-SE de la tormenta que podría ser el límite de la corriente descendente.

En resumen, intentando ajustar las observaciones y situación sinóptica al modelo de tormenta multicelular indicado de Browning et al. (loc. cit.), la corriente de entrada a bajos niveles sería del ENE y en ese extremo de la tormenta se irían formando las sucesivas células. La salida de esta corriente en niveles superiores sería hacia el NNE como es el flujo a 300 hPa. La corriente descendente sería hacia SSE y la entrada a niveles medios del SW como es por el flujo a 600-500 hPa (fig. 1).

Tal vez la cuestión más difícil de contestar sea cuál es el mecanismo por el que se disparó la inestabilidad. Son varios los presentes que pueden dar lugar a ello. En efecto, el viento observado en Argel a las 00 TMG del día 15 podría considerarse, en cierta manera, como un chorro de bajo nivel por lo menos en su componente meridiana. Dicho chorro puede producir una zona de convergencia a bajos niveles que unido a la difluencia de las isohipsas a niveles medios y altos (tal vez con divergencia) puede disparar la inestabilidad, dada la posición de la isoterma de 8 °C a las 00 TMG. Considerando el primer punto de localización de la tormenta a las 02,30 TMG no debería descartarse del todo el efecto orográfico. Además hay indicios suficientes para incluir también el movimiento vertical asociado a la circulación a gran escala. Aunque dicha cuestión se comentará en otro artículo, nos inclinamos a pensar que el disparo de la inestabilidad se debía a efectos dinámicos.

La trayectoria de la tormenta demuestra claramente que se desvía a la derecha del viento a 700 hPa, especialmente en algunos intervalos. Vistas las dimensiones de la tormenta en las fotografías parece que los ecos en superficie deberían superar los 20 km, por lo que dicha observación estaría de acuerdo con lo señalado por Newton y Frankhauser (loc. cit.). Por otra parte, tomando como hora inicial de la convección las

02,30 TMG del día 15 y considerando hasta las 07,30 TMG del día 16, suponiendo una vida media de cada célula convectiva de unos 45 minutos, hay que contemplar el nacimiento y muerte de unas 40 células.

Agradecimientos

Deseamos agradecer a Antonio Borrás, del CMZ de Palma de Mallorca, su interés en la adquisición de los datos de precipitación, así como a Juan Torres y Vicente Cerrajería del aeropuerto de Ibiza, sus comentarios sobre la observación de la tormenta.

Bibliografía

- ALONSO, S. (1975): "Algunos aspectos meteorológicos de los temporales de levante". Tesis doctoral. Universidad de Barcelona.
- ATKINSON, B. W. (1981): "Meso-scale Atmospheric Circulations". Academic Press.
- BROWNING, K. A. (1962): "Cellular structure of convective storm". Met. Magazine, 91, 341-350.
- BROWNING, K. A.; FRANKHAUSER, J. C.; CHALON, J. P.; ECCLES, P. J.; STRAUCH, R. G.; MERREM, F. H.; MUSIL, D. J.; MAY, E. L., and SAND, W. R. (1976): "Structure of an evolving hailstorm. V. Synthesis and implications for hailgrowth and hail suppression". Mont. Weat. Rev., 104, 603-610.
- BYERS, H. R., and BRAHAM, R. R. (1949): "The thunderstorm". US Government Printing Office. Washington D. C.
- CHISHOLM, A. J., and RENICK, J. H. (1972): "The kinematics of multicell and supercell Alberta Hailstorm". Alberta Hail Studies. Research Council of Alberta Hail Studies. Report 72-2, 24-31.
- DENNIS, A. S.; SCHOCK, C. A., and KOSCIELSKI, A. (1970): "Characteristics of hailstorm of western S. Dakota". J. Appl. Met., 9, 127-135.
- FUJITA, T. T. (1978): "Manual of downburst identification for project NIMROD". SMRP 156. Univ. of Chicago.
- GARCÍA-DANA, E.; FONT, R., and RIVERA, A. (1982): "Situación atmosférica causante de las lluvias torrenciales durante los días 19 al 21 de octubre de 1982 en el levante español". INM, Madrid.
- JANSÁ, A. (1978): "Inestabilidad baroclina y ciclogénesis en el Mediterráneo occidental". Tesis doctoral. Universidad Autónoma de Barcelona.

- JANSÁ, A. (1979): "Temporal mediterráneo del 21-22 de diciembre de 1979. Informe sinóptico preliminar". Boletín Mensual Climatológico del CMZ de Palma de Mallorca.
- JANSÁ, A.; ALONSO, S.; RAMIS, C.; HEREDIA, M. A., and GARCÍA-MOYA, J. A. (1985): "Non-Alpine contributions of Mediterranean cyclogenesis: synoptic study of two cases occurring during ALPEX-SOP". Scient. Conf. on the Results of the Alpine Exp. Venice. OMM. (pendiente de publicación).
- JANSÁ, A. (1985): "Genoa cyclones and others West Mediterranean cyclones". Steering Group Meeting on the Mediterranean Cyclone Project. Palma de Mallorca. OMM. (pendiente de publicación).
- MCCANN D. W. (1981): "The Enhanced-V. A satellite observable severe storm signature". NOAA Technical Memorandum. NWS. NSSFC-4.
- MCGINLEY, J. (1982): "A Diagnosis of Alpine Lee Cyclogenesis". Month. Weat. Rev., 110, 1271-1287.
- NEWTON, C. W., and FRANKHAUSER, J. C. (1964): "On the movements of convective storm with emphasis on size discrimination in relation to water-budget requirements". J. Appl. Met., 3, 651-688.
- RADINOVIC, D. (1985): "On the development of orographic cyclones". Technical Report 50. ECMWF. Reading.
- REITER, E. (1975): "Handbook for forecasters in the Mediterranean". Nav. Weat. Res. Fac.
- RIVERA, A. (1985): "The INM Forecast Service and the Mediterranean problems: Experiences and Projects". Steering Group Meeting on Mediterranean Cyclones Project. Palma de Mallorca. OMM. (pendiente de publicación).