

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE FISICA

EPISODIOS DE LLUVIAS COPIOSAS EN CATALUÑA :
GENESIS, EVOLUCION Y FACTORES COADYUVANTES

Trabajo presentado para optar al grado de
Doctor en Física

por

MARIA DEL CARMEN LLASAT BOTIJA

Director: Prof. Dr. Manuel Puigcerter Zanón
Cátedra de Física de la Atmósfera

Febrero 1987

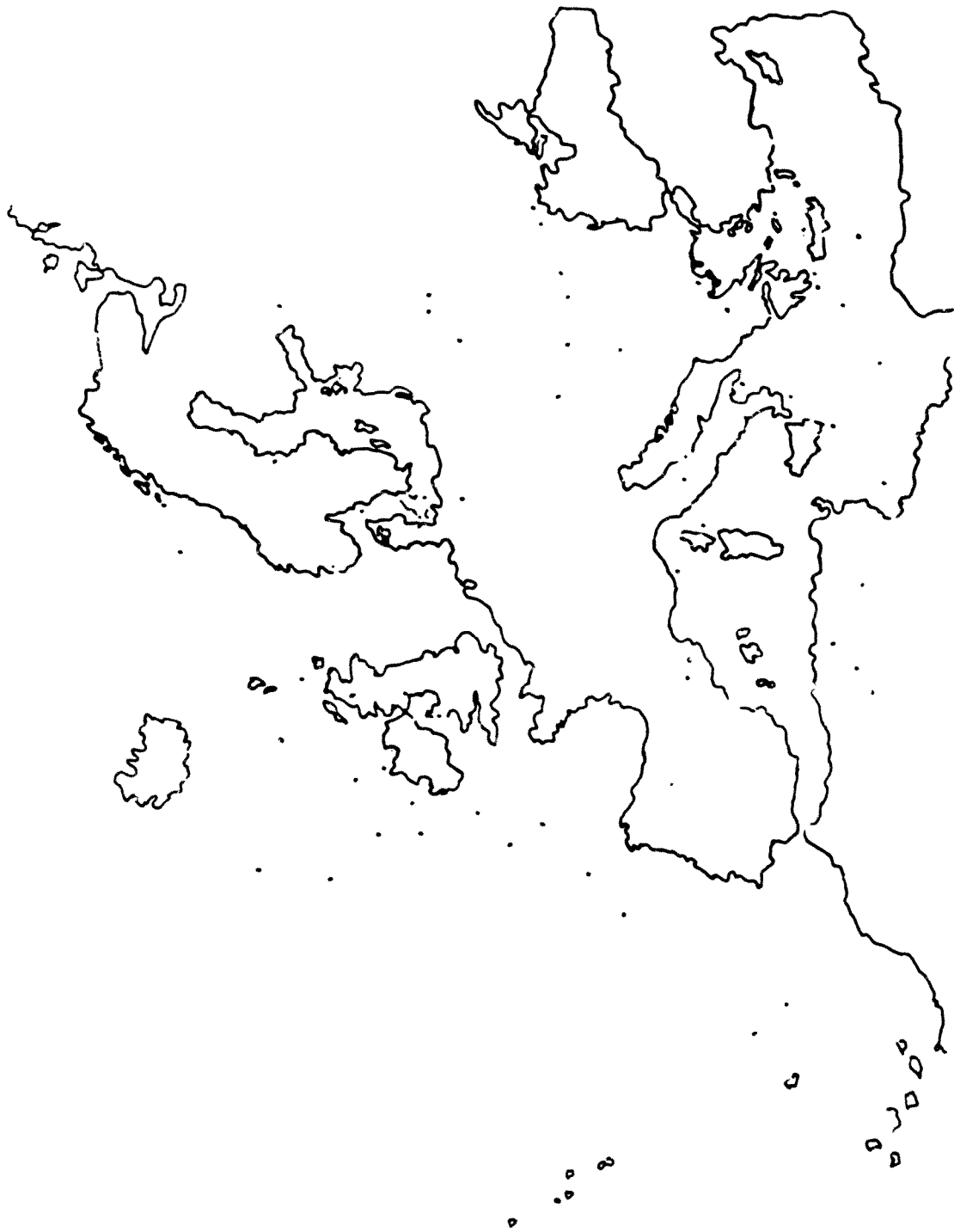


Fig.II.6.7. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1980

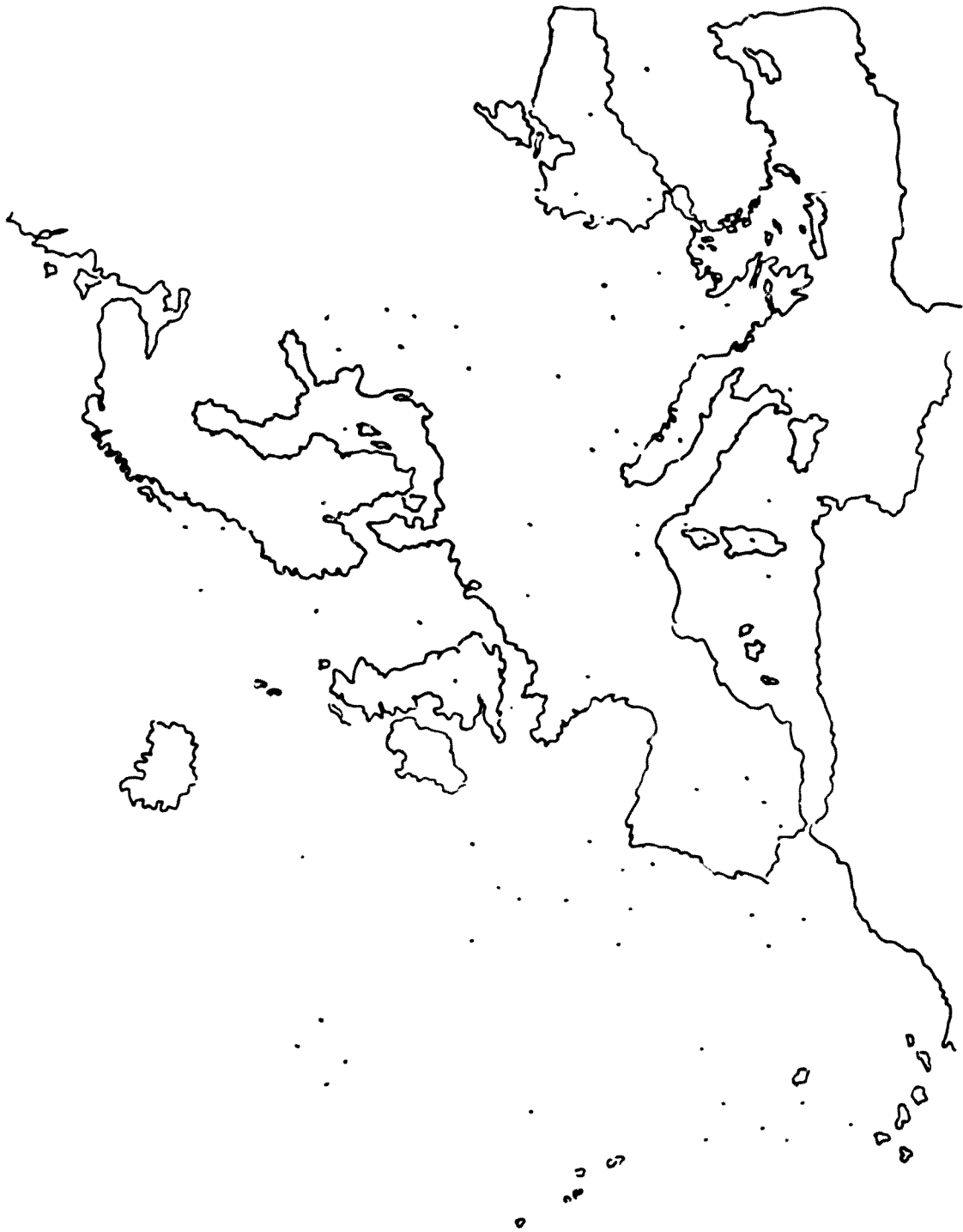


Fig.II.6.8. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1981

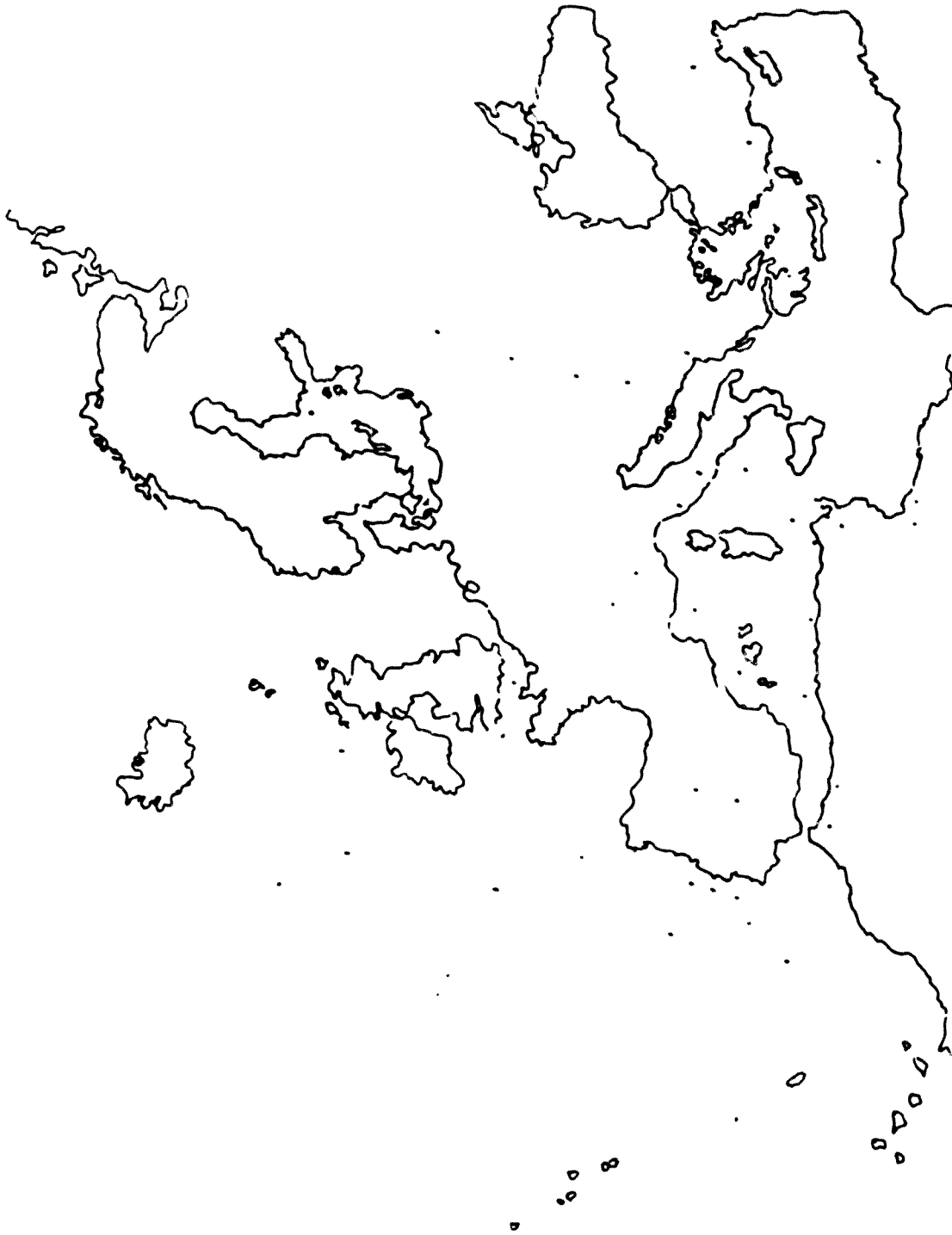


Fig.II.6.9. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1982



Fig.II.6.10. Posición y movimiento de las gotas frías registradas en Europa en 1983

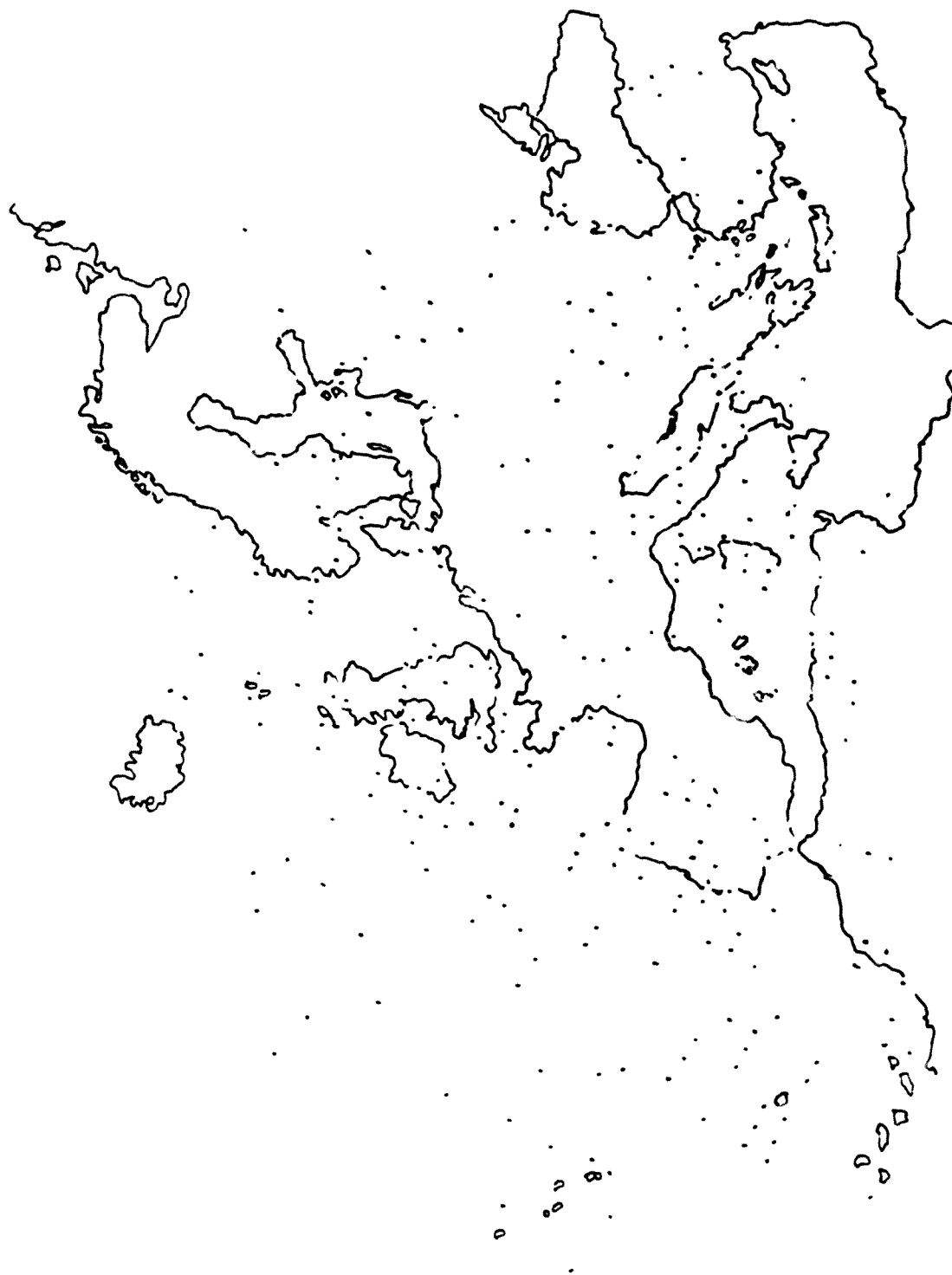


Fig.II.6.11. Posición inicial de las gotas frías registradas en Europa en el periodo 1974-1983.

dirigido según los paralelos. El diámetro medio es de unos 5 a 10° de latitud, entendiéndose que nos referimos a la isohipsa cerrada más exterior.

Se extienden hasta 300 hPa, pudiendo alcanzar los 100 hPa.

II.7 Análisis de la existencia y comportamiento de las gotas frías en 10 episodios que produjeron inundaciones en la Península Ibérica

II.7.1 Introducción

En este apartado se parte del hecho de que se produjo una inundación y se discute si durante el fenómeno estuvo o no presente una gota fría.

Los episodios seleccionados son los siguientes:

- 11-12 Octubre 1970	Gerona
- 20 Septiembre 1971	Barcelona
- 16-19 Octubre 1973	Granada y Almería
- 17-18 Octubre 1977	Gerona
- 23-26 Octubre 1977	Almería, Granada, Málaga
- 20-23 Octubre 1982	Levante
- 7-9 Noviembre 1982	Cataluña
- 20-23 Agosto 1983	Cataluña
- 24-25 Agosto 1983	País Vasco
-6-10 Noviembre 1983	Cataluña

Al igual que en el apartado anterior, para detectar la posible presencia de gotas frías se ha hecho uso de los Boletines Meteorológicos Europeos y del Boletín Meteorológico Diario publicado por el Instituto Nacional de Meteorología. Así pues, no queda descartada la posibilidad de que en el caso de tratarse de gotas muy pequeñas no hubiesen sido detectadas por la red sinóptica existente.

II.7.2 11-12 Octubre 1970 Gerona

En los días anteriores al 9 un frente frío atravesó la Península. Este día se inició una gota sobre la meseta, que se prolongó hasta el día 14. En la topografía de 500 hPa (a partir de ahora siempre me referiré a ésta cuando dé la altura en mgp y la temperatura) su centro está a 5450 mgp con una temperatura de -30°C, 6 menos que el entorno. En superficie la situación está poco definida. (Figs. II.7.1)

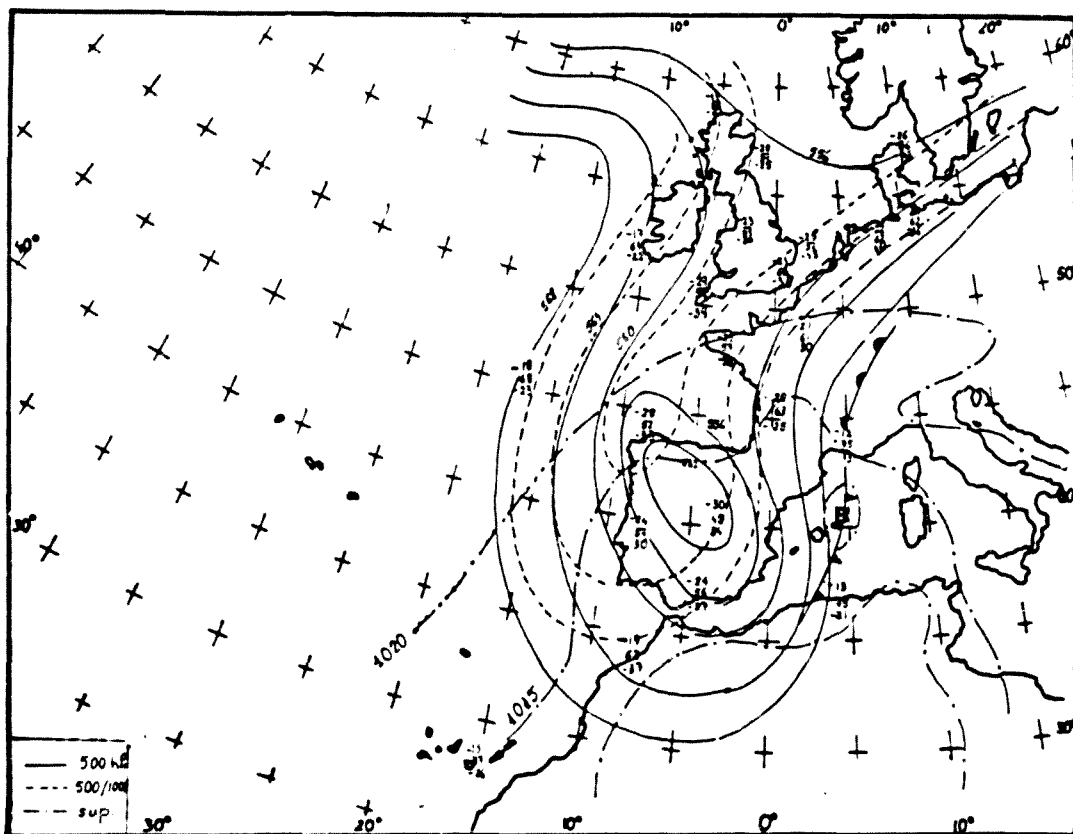


Fig.II.7.1. Análisis del 9 de Octubre de 1970

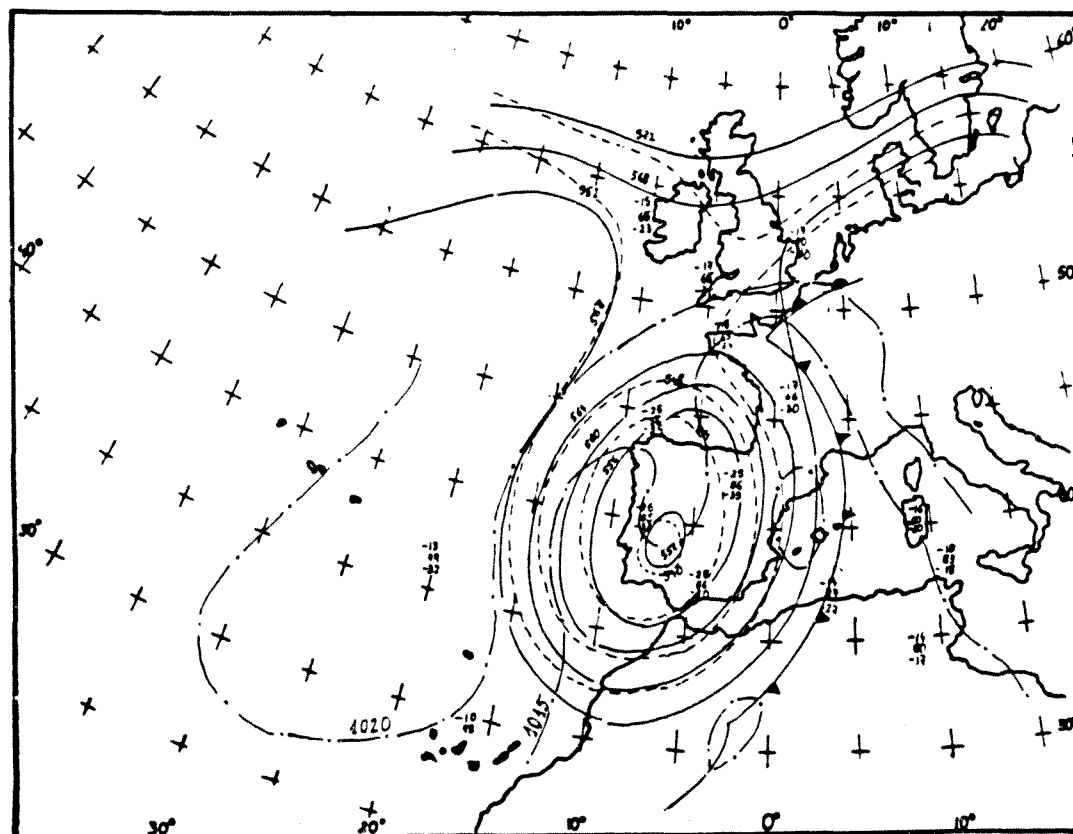


Fig.II.7.2. Análisis del 10 de Octubre de 1970

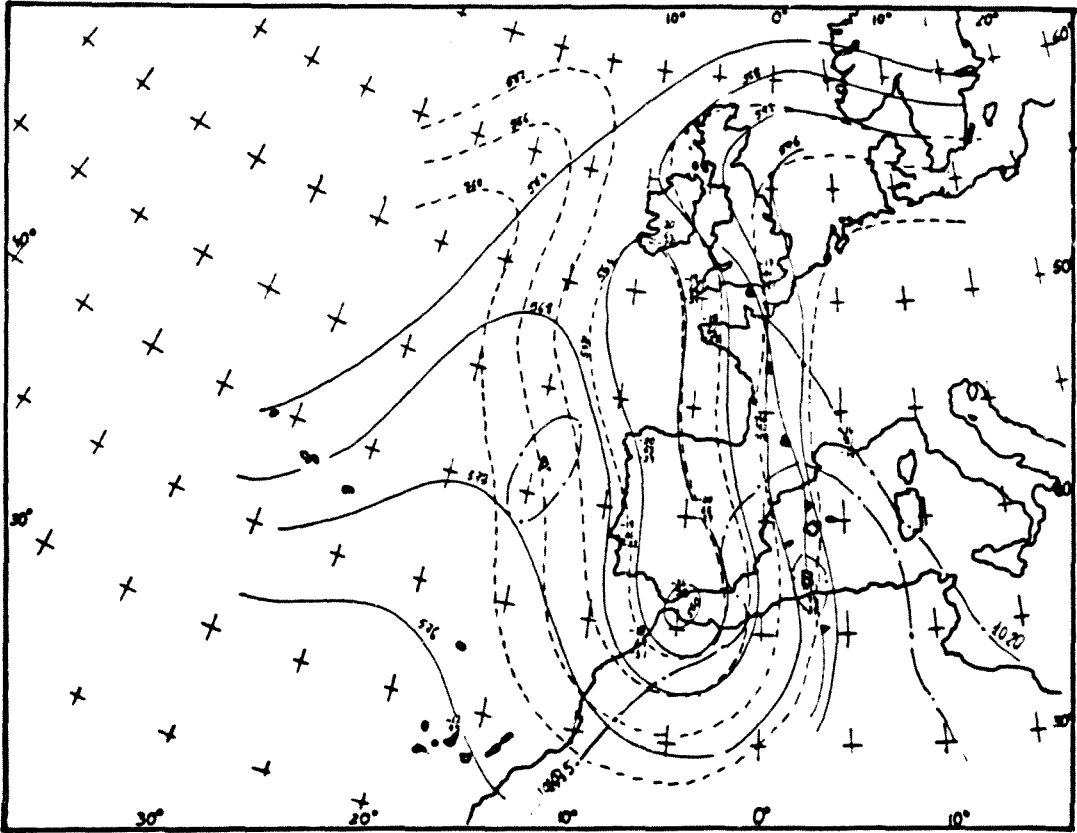


Fig.II.7.3. Análisis del 11 de Octubre de 1970

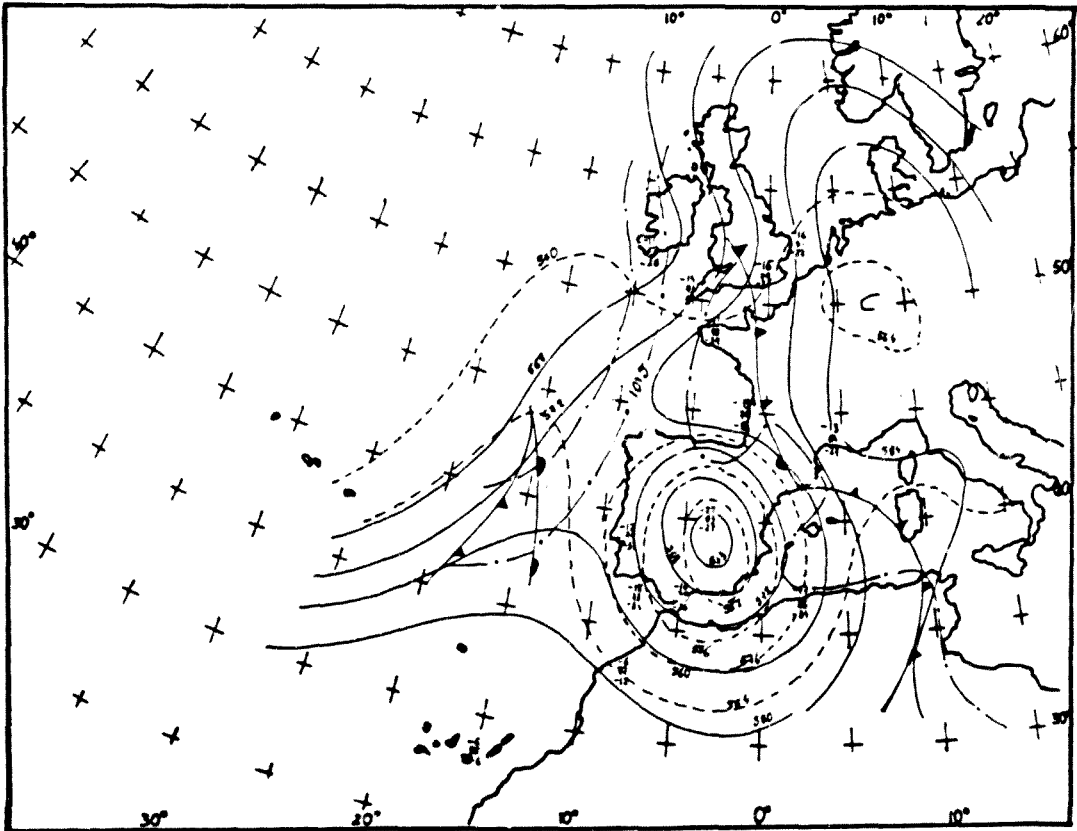


Fig.II.7.4. Análisis del 12 de Octubre de 1970

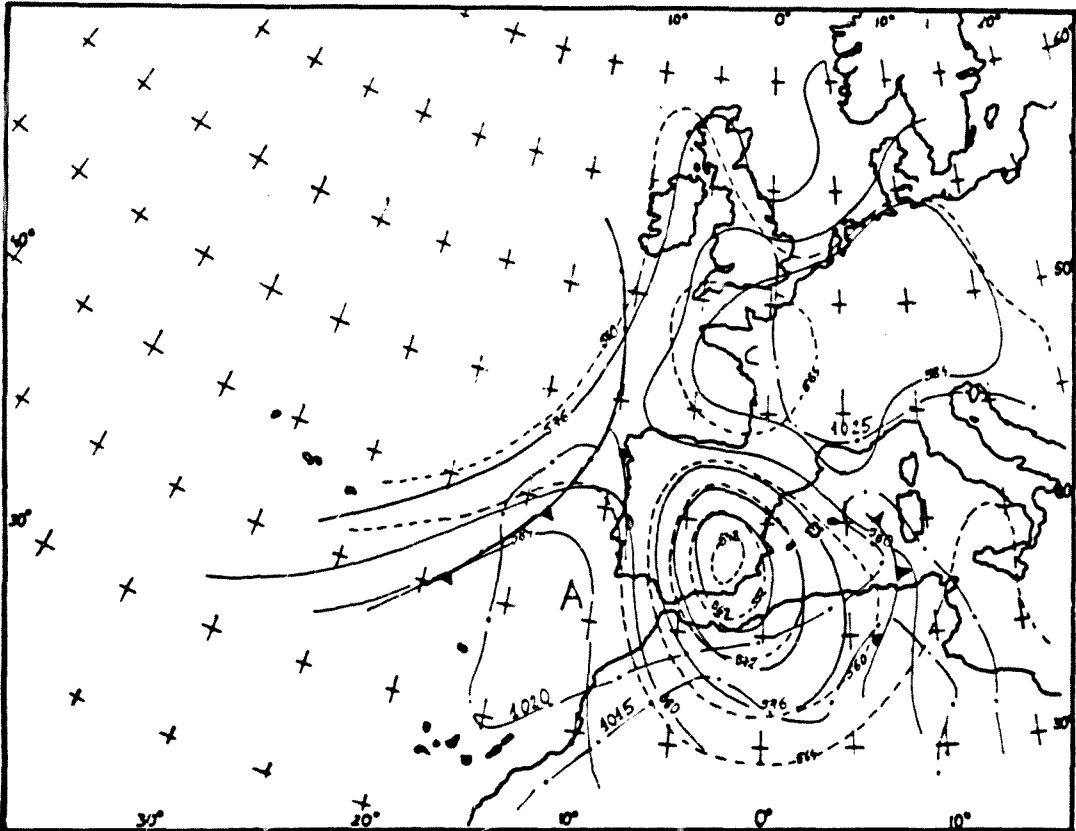


Fig.II.7.5. Análisis del 13 de Octubre de 1970

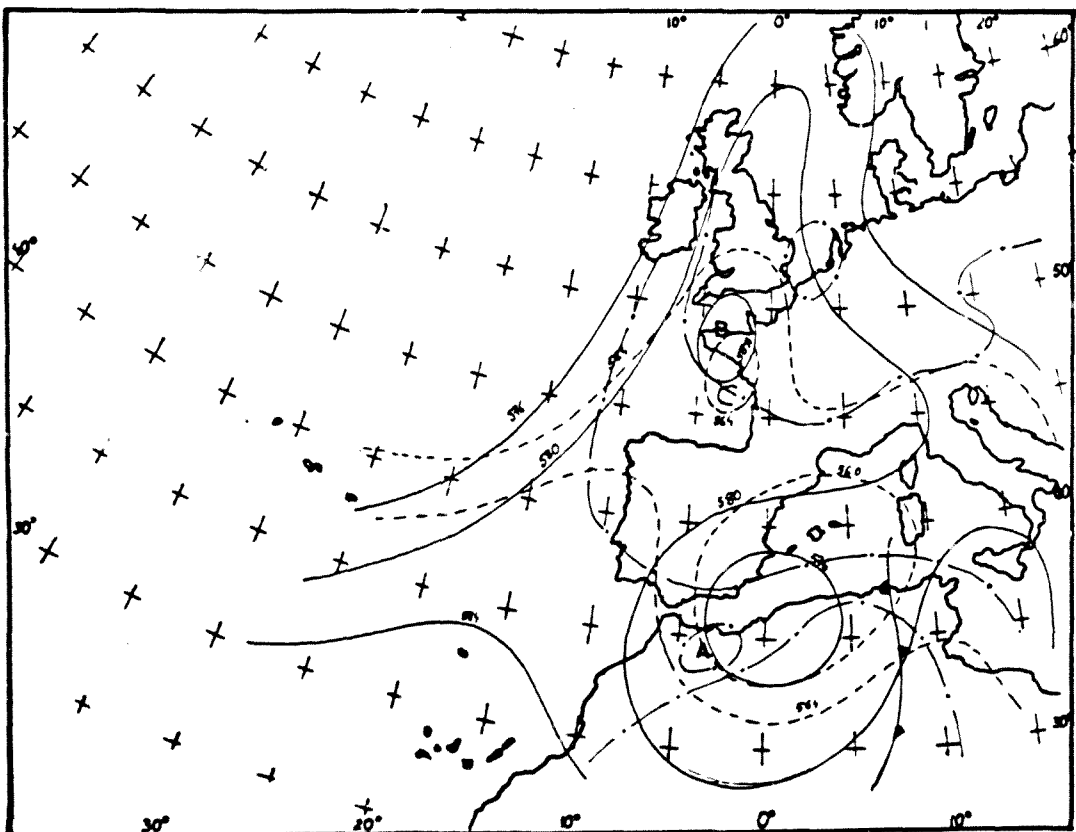


Fig.II.7.6. Análisis del 14 de Octubre de 1970

El día 10 se sitúa sobre la mitad occidental de la Península, a 5520 mgp y -26°C , 8 menos que el entorno. En superficie sólo se observa un pequeño anticiclón en Levante. (Fig.II.7.2)

El día 11, más pequeña, se encuentra sobre Gibraltar a 5600 mgp y -24°C , mientras que el día 12 afecta principalmente al cuadrante suroriental aunque el mínimo corresponde a Madrid con 5640 mgp y -22°C , 5 menos que el entorno. Si bien en los tres días anteriores se extendía desde 850 hPa hasta 200 hPa, en este último queda comprendida entre 700 y 100 hPa, habiéndose profundizado en la topografía relativa. En superficie, la presión ha disminuído ligeramente. (Figs.II.7.3 y II.7.4)

El día 13 se ha movido hacia el Sureste, manteniéndose la temperatura a -22°C (9 menos que fuera de la gota) y con un geopotencial en su centro de 5680 mgp. Queda comprendida entre 700 y 200 hPa, mientras que en superficie se tiene una situación de carácter anticiclónico. (Fig.II.7.5)

El día 14 ya está muy debilitada. Su temperatura de -17°C difiere en 1 ó 2°C del entorno, siendo el geopotencial de 5760 mgp. (Fig.II.7.6)

Las lluvias más fuertes se produjeron los días 11 y 12 afectando principalmente al Norte de Cataluña. El día 10 la situación anticiclónica en esta región dificultó el desarrollo de fenómenos convectivos intensos, en tanto que los días 11 y 12 la posición de la gota creó a su alrededor un flujo que sobre Cataluña era del Sur o Sureste. La discusión de este episodio se realiza sin embargo en el capítulo IV.

II.7.3 19-20 Septiembre 1971 Barcelona

El día 18 se forma una gota fría al Suroeste de Irlanda, con una temperatura mínima de -21°C (2 menos que en el entorno), siendo el valor menor del geopotencial de 5680 mgp. En la superficie de 300 hPa, si bien aparece un embalsamiento de aire frío, no llega a estrangularse, lo que sí ocurre entre 850 y 500 hPa. En superficie aparece una zona de bajas presiones bajo la gota (fig.II.7.7)

El día 19 la gota se sitúa en el Cantábrico, con -21°C y 5600 mgp. La diferencia de temperatura es ahora de unos 3 ó 4°C . Se extiende desde los 850 hPa hasta los 100 hPa y es evidente en la topografía relativa. En superficie no parece haber una relación claramente definida, si bien se observa una baja relativa de 1015 hPa debajo de la gota a las 12 GMT, momento en el que además

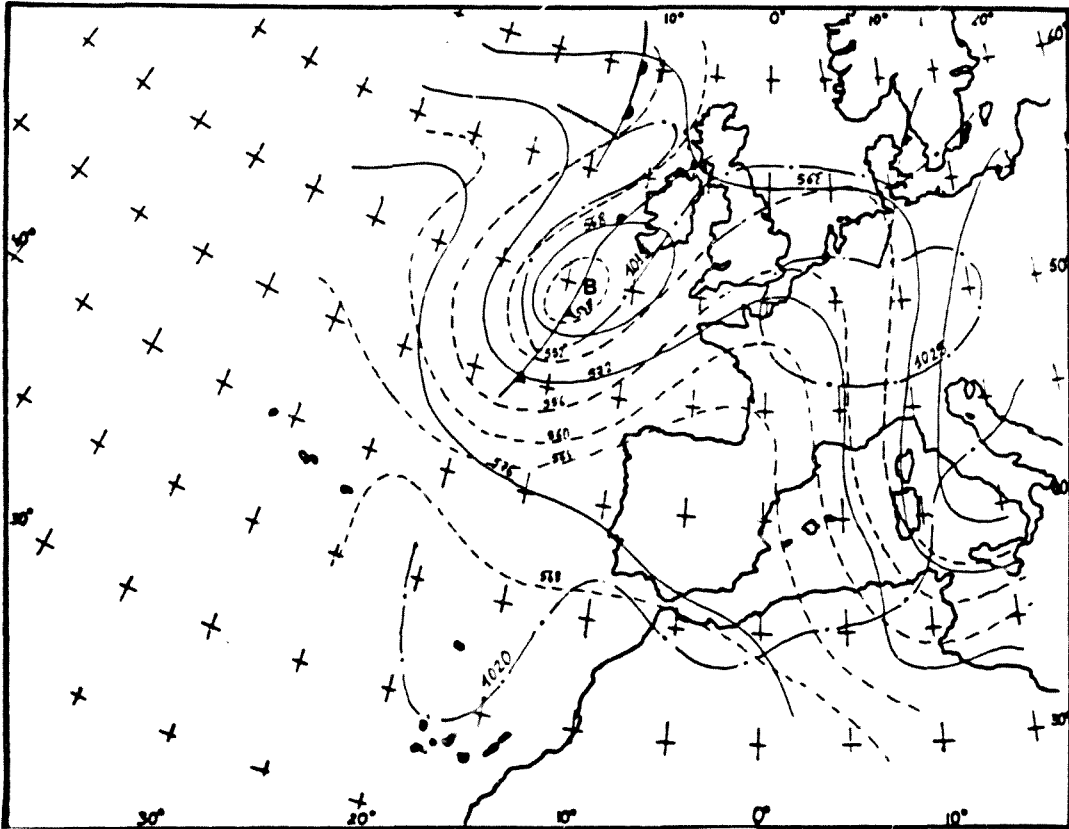


Fig.II.7.7. Análisis del 18 de Septiembre de 1971

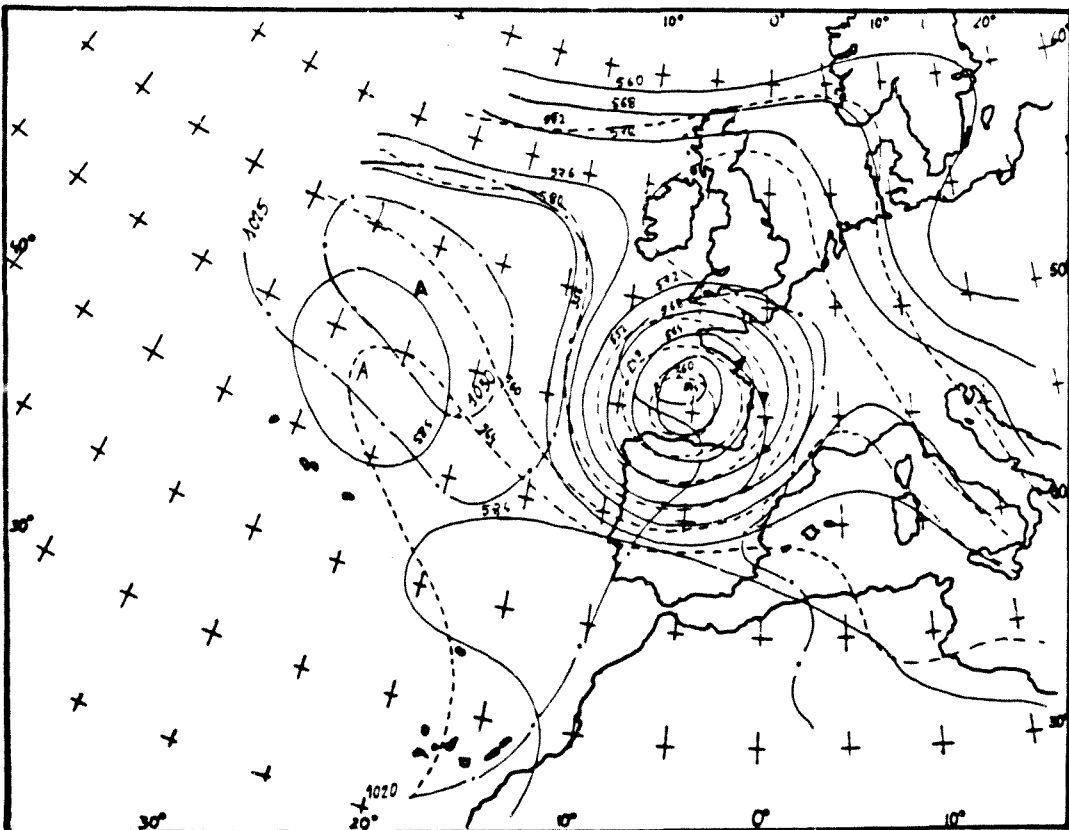


Fig.II.7.8. Análisis del 19 de Septiembre de 1971

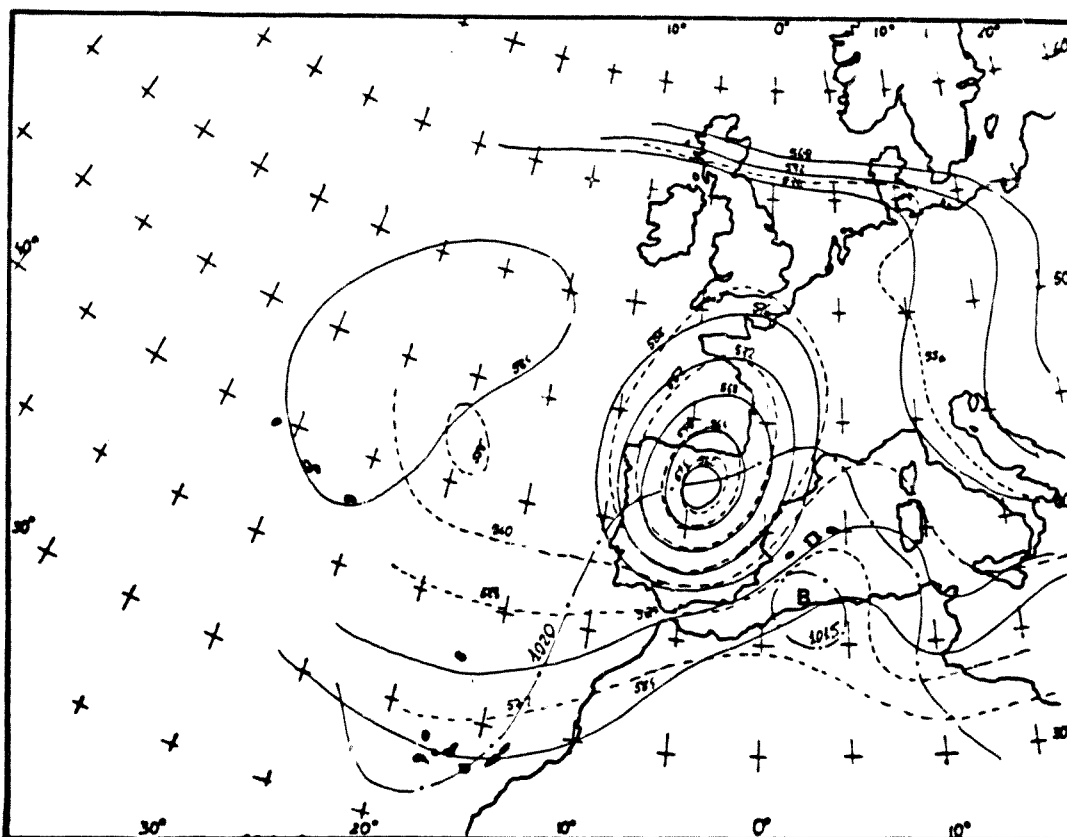


Fig.II.7.9. Análisis del 20 de Septiembre de 1971

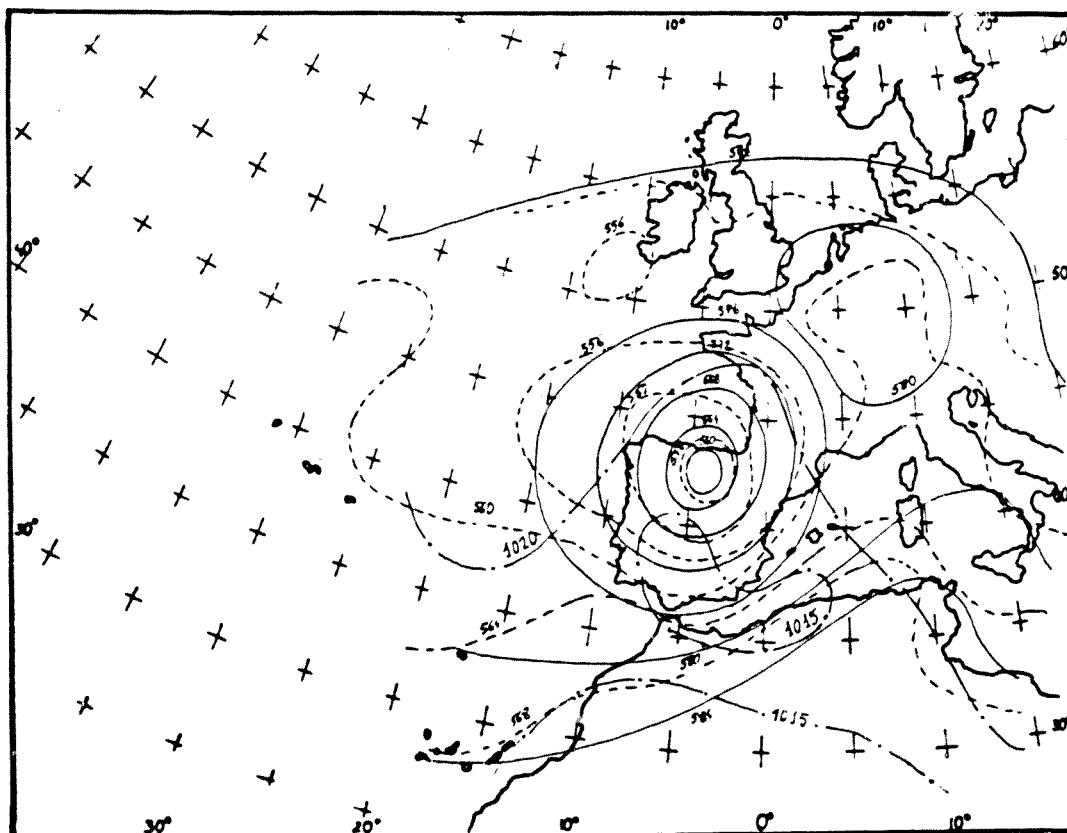


Fig.II.7.10. Análisis del 21 de Septiembre de 1971

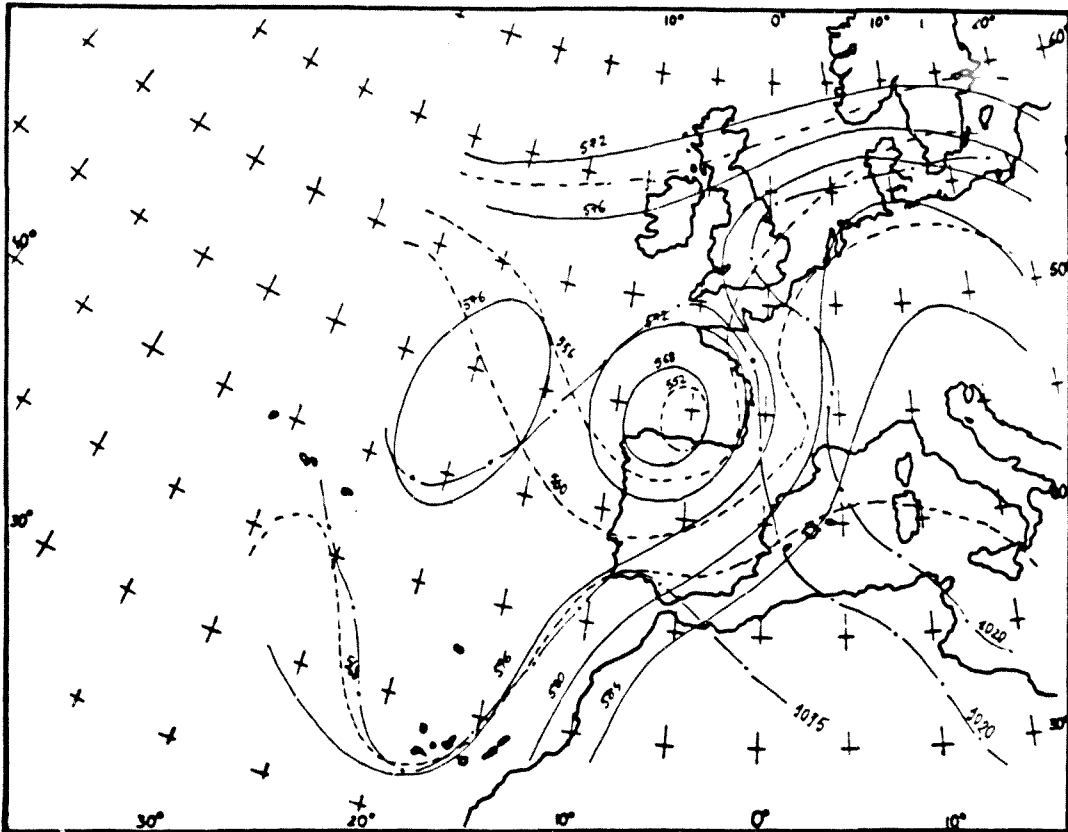


Fig.II.7.11. Análisis del 22 de Septiembre de 1971

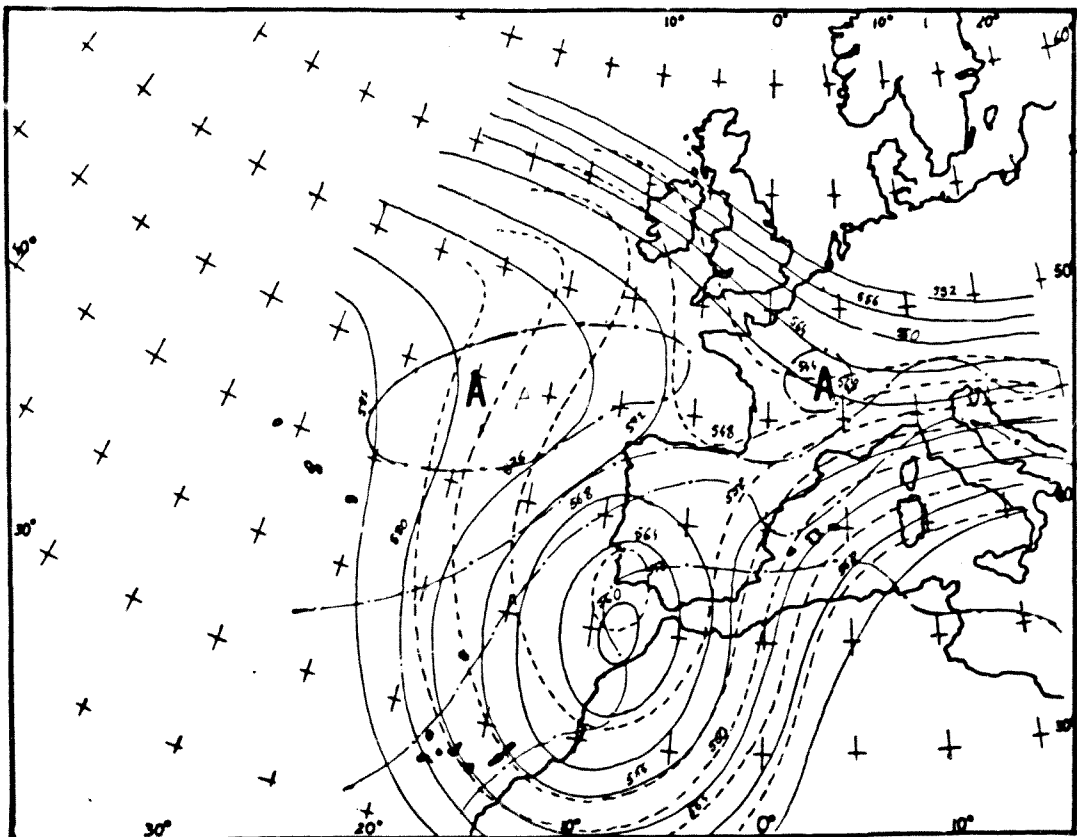


Fig.II.7.12. Análisis del 19 de Octubre de 1973

se registran chubascos en dicha zona. Un frente frío atraviesa el Pirineo casi perpendicularmente al mismo. (Fig.II.7.8).

El día 20 la gota está situada al Norte de Castilla La Vieja, con 5620 mmp y una temperatura de -23°C . Se detecta desde 850 a 100 hPa. En superficie aparece una baja relativa entre Levante y Argelia y, según el mapa de las 12, otra sobre el Pirineo. A esta hora se indican tormentas y chubascos en toda la franja norte y a las 00 TMG en Tortosa. (Fig. II.7.9)

El día 21 la gota apenas se ha movido, con su centro 5600 mmp y temperatura de -20°C . Sigue detectándose entre 850 y 100 hPa. A 500 hPa se sitúa al Norte una alta. En la topografía relativa, el centro frío se ha debilitado ligeramente. En superficie, la baja relativa se sitúa al Sur de la Península (fig.II.7.10)

Por último, el día 22 la gota ha retrocedido hasta Galicia y se reduce en tamaño al mismo tiempo que se debilita, pues la temperatura es ahora de -19°C , 2°C menos que en el entorno. Asimismo, queda comprendida entre 700 y 100 hPa. En la topografía relativa aparece tan sólo como un pequeño núcleo frío, en tanto que en superficie la situación no presenta ninguna característica especial. A las 12 se observaron tormentas en la zona colindante con el Golfo de León y a las 00 se tiene evidencia de tormentas en Tortosa.(Fig.II.7.11)

Si bien las lluvias comenzaron el día 19 al anochecer, se alcanzaron las intensidades más altas hasta el día 20, registrándose luego en algunos lugares hasta el día 22, día en que precisamente la gota empezó a debilitarse considerablemente no detectándose ya el día 23.

II.7.4 16-19 Octubre 1973 Granada y Almería

El día 15 se observa un núcleo frío a 500 hPa, al Oeste de Irlanda, que se extiende desde la superficie de 700 hPa hasta la de 200 hPa, pero que no queda reflejada en la topografía relativa, ni siquiera por una vaguada; más bien parece consecuencia de una baja en superficie, pues a 850 hPa también aparece una zona de mínimos.

El día 19 se forma una gota en el Golfo de Cádiz, con una temperatura de -20°C y a 5600 mmp. Queda reflejada a 850 hPa y se extiende hasta los 200 hPa. En superficie la circulación es de carácter zonal. (Fig.II.7.12)

El día 20 se halla centrada en Gibraltar a 5620 mmp y con -21°C . Se extiende entre 850 y 100 hPa y sigue quedando bien patente en la topografía re-

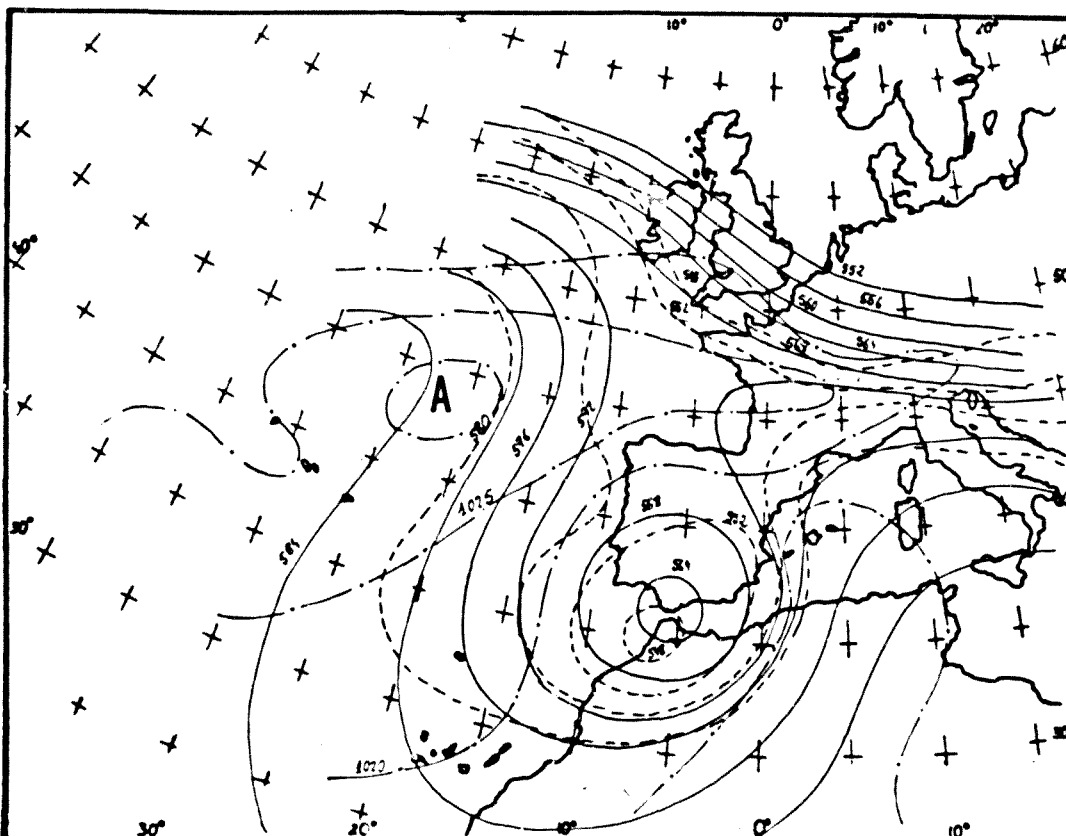


Fig.II.7.13. Análisis del 20 de octubre de 1973

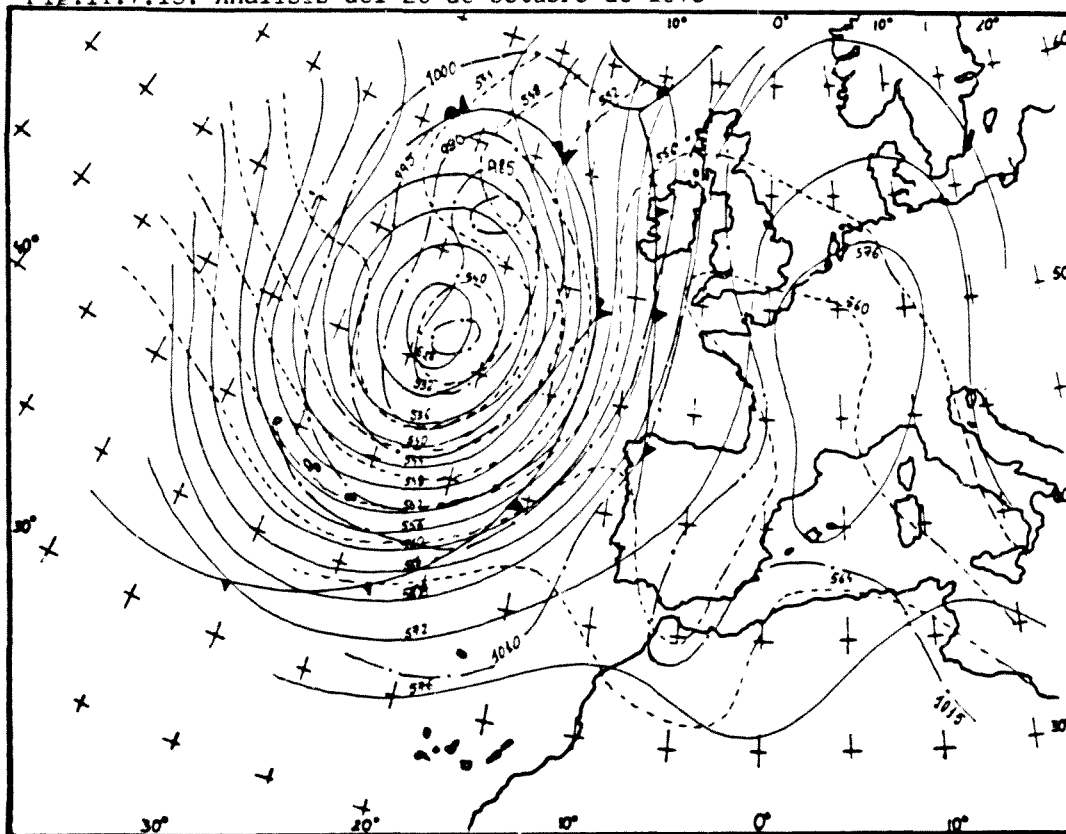


Fig.II.7.14. Análisis del 16 de Octubre de 1977

lativa (fig.II.7.13)

Aunque la gota se formó el día 19, reforzándose posteriormente y persistiendo hasta el día 23, llovió entre los días 16 y 19, es decir, antes de que se formase la gota.

II.7.5 17-18 Octubre 1977 Gerona

En este caso, la situación es diferente a las anteriores, ya que la presencia de la gota fría es dudosa.

El día 16 se aproxima un frente frío, detrás del cual se sitúa una borrasca al Noroeste de la Península. Esta es tan fuerte que se extiende hasta la superficie de 100 hPa, quedando patente en la topografía relativa como un centro frío. Por tanto, no se trataría de una "gota" propiamente dicha, ya que éstas se generan primero en altura, pudiendo o no detectarse posteriormente en superficie. Obsérvese que esta diferencia no queda patente ni en la superficie de 500 hPa ni en la topografía relativa, debiendo recurrirse al análisis en superficie. (Fig. II.7.14)

Por lo que a la temperatura respecta, el valor más bajo se halla en Canarias, es decir, fuera de la 'gota', con -22°C . En las proximidades del centro es de -21°C , lo que, ciertamente, es alrededor de 8°C inferior a la de los puntos costeros más próximos.

El día 17, en la topografía relativa únicamente se detecta un embolsamiento de aire frío; en la de 500 hPa, si bien hay un mínimo, es débil y sin isotermas cerradas. Este mínimo es reflejo de la baja en superficie, pero ya no se detecta a 300 hPa.

Según el B.M.D., el día 18 llovió prácticamente en toda la Península, pero es probable que fuese debido al paso del frente frío por la misma. Este día ya no aparece mínimo alguno a 500 hPa, estando la región catalana bajo la acción de una alta. La borrasca sigue en el Atlántico bastante debilitada. En la topografía relativa no existe ningún embolsamiento de aire frío sobre la Península

Se trata pues de un caso de inundaciones en el que no estuvo presente gota fría alguna.

II.7.6 23-26 Octubre 1977 Andalucía

El día 22 se inicia el paso de un frente frío sobre la Península, que

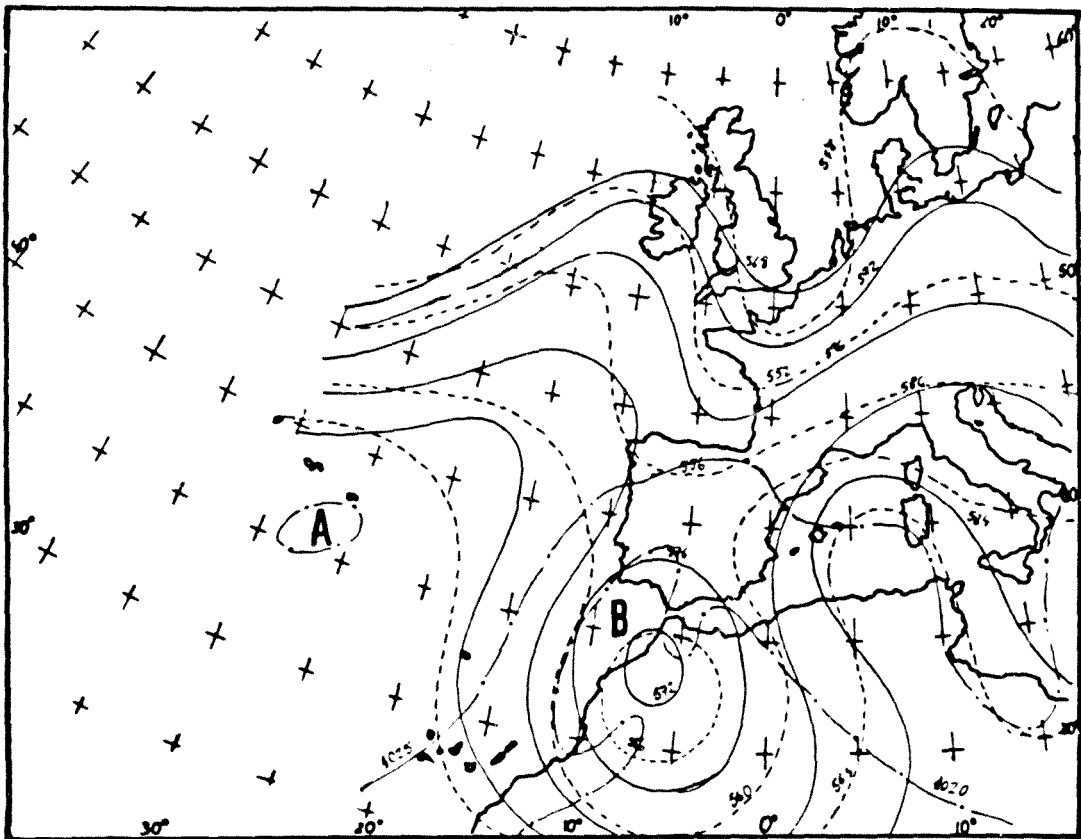


Fig.II.7.15. Análisis del 25 de octubre de 1977

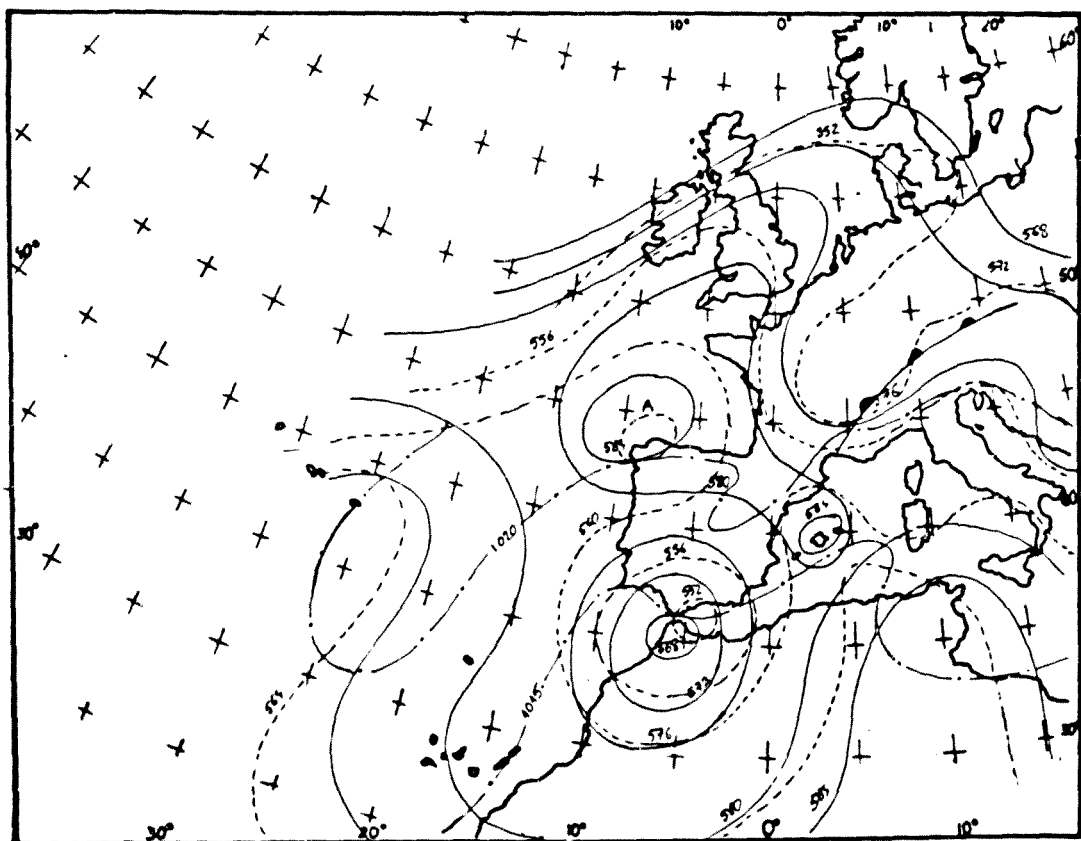


Fig.II.7.16. Análisis del 26 de Octubre de 1977

el día 23 ya se encuentra sobre Baleares. En las Azores se sitúa un anticiclón. Este día, a 500 hPa se empieza a formar una vaguada sobre la Península.

El día 24 ya se ha formado una gota sobre la cordillera del Atlas, si bien en el B.M.E no se ha podido cerrar la equipotencial por falta de datos. Según el mapa del B.M.D. la gota está a 5700 m_gp y la temperatura probablemente alcance los -17°C. Dicho núcleo frío se extiende entre los 700 hPa y los 300 hPa, siendo ya patente en la topografía relativa.

El día 25 sigue situada sobre Marruecos a 5700 m_gp, con una temperatura de -20°C. Se extiende hasta 300 hPa, llegando a reflejarse en superficie como una zona de bajas presiones (fig.II.7.15)

Por último, el día 26 la gota está situada sobre Gibraltar, a 5680 m_gp y con -20°C. Se extiende desde 700 hPa a 300 hPa como núcleo cerrado, y hasta 100 hPa, donde se observa una región más fría que el entorno. En superficie la circulación es zonal. Sobre Galicia se ha formado un núcleo cálido, así como en Baleares, a 500 hPa. (Fig.II.7.16)

Las lluvias afectaron a Almería, Granada y Málaga.

II.7.7 19-23 Octubre 1982 Levante

Los días 17 y 18 se detectaba una baja al Norte de Inglaterra que llegaba hasta los 300 hPa.

Del día 18 al 19 se produce un rápido cambio en la topografía de 500 hPa, pasando de equipotenciales de poca curvatura, dirigidas casi zonalmente sobre la Península a otras dirigidas según los meridianos. El eje del pequeño surco del día 18 se sitúa al Oeste de la Península, sobre el meridiano de 10°W, en tanto que el día 19, muy profundizado, está en el meridiano 5°W. La superficie de 500 hPa ha pasado de estar, sobre la Península, entre 5510 m_gp y 5730 m_gp a estar entre 5630 y 5560 m_gp (Galicia y Gibraltar respectivamente en ambos casos). En Madrid la temperatura a 500 hPa ha pasado de -15°C a -23°C y en Gibraltar, de -14°C a -22°C. Este mínimo, que atraviesa la Península de Norte a Sur, aparece el día 19 en la topografía relativa como un núcleo frío de idéntico tamaño y posición.

Según el análisis en superficie del B.M.D., el día 17 a las 18 h un frente frío iniciaba el paso por la Península, penetrando por Galicia habiéndola atravesado el día 19 a las 6 h.

El día 18, en la topografía relativa aparece un pequeño núcleo de aire

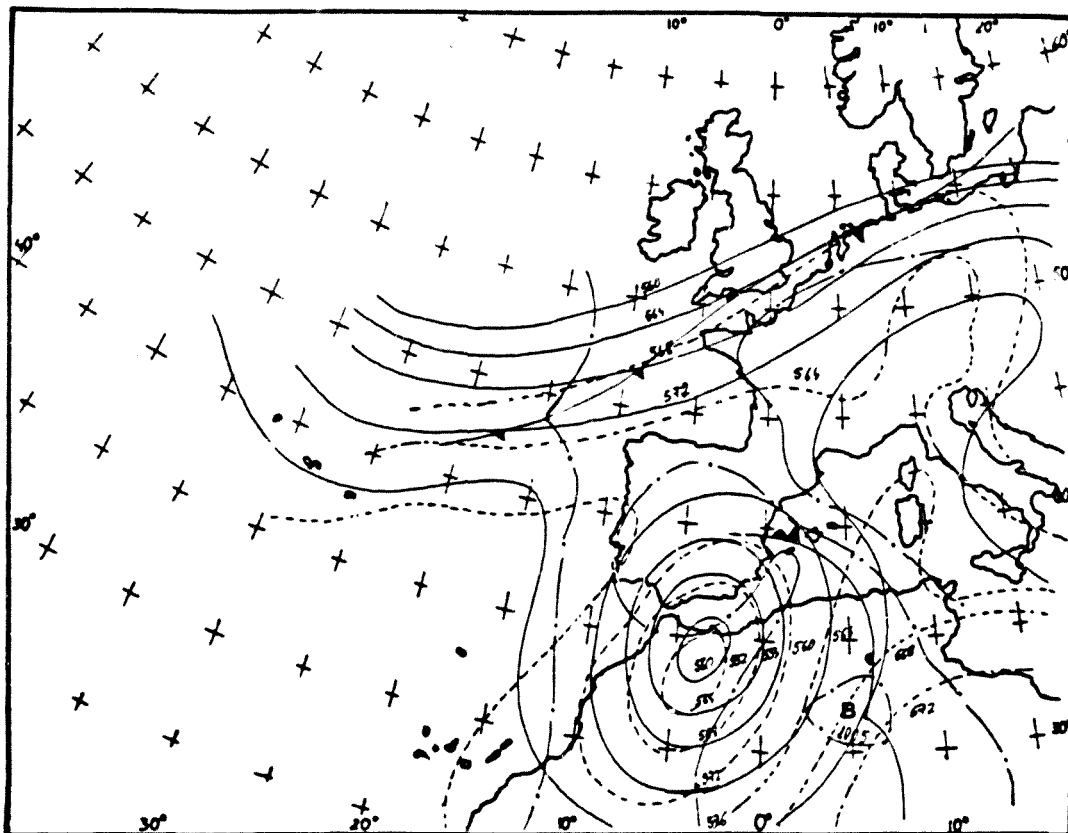


Fig.II.7.19. Análisis del 21 de Octubre de 1982

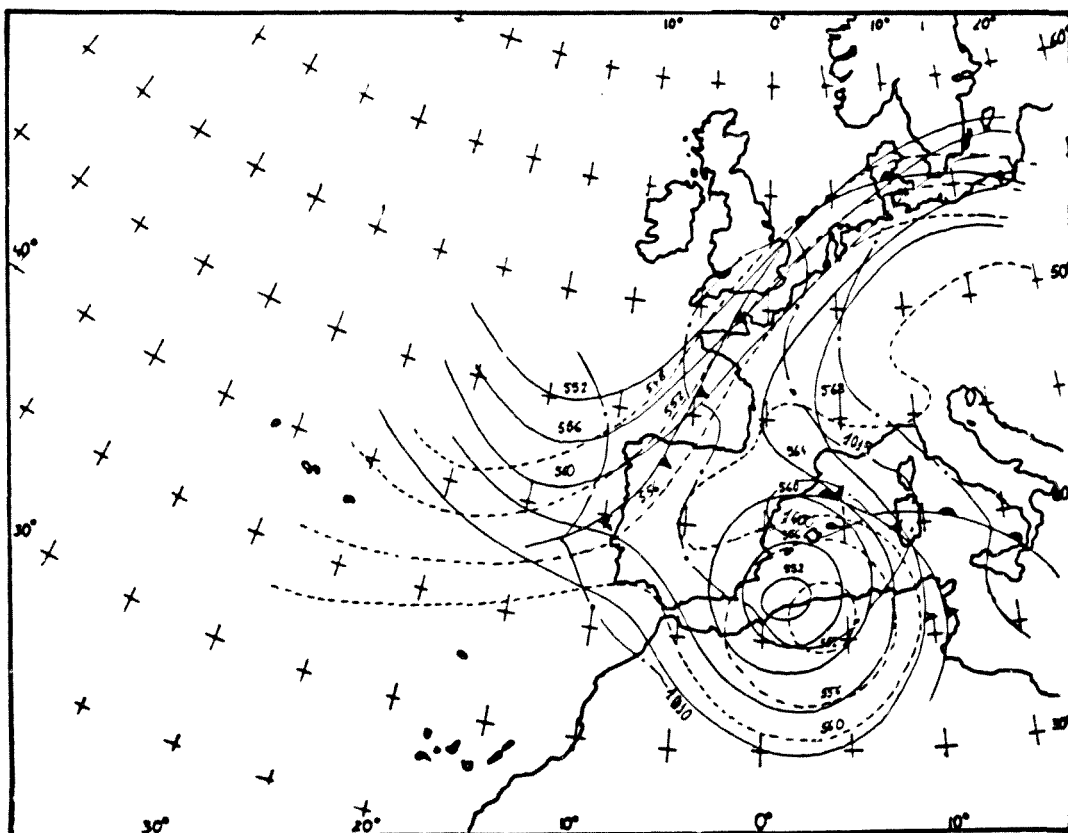


Fig.II.7.20. Análisis del 22 de Octubre de 1982

frío al Norte de Galicia. El día 19 la gota se extiende hasta 200 hPa. En la superficie de 850 hPa, sin embargo, la baja se detecta sobre Levante, consecuencia de la borrasca en superficie. En el mapa de las 12 ya existe en superficie una baja que afecta a gran parte de la Península. (Fig.II.7.17).

El día 20 la gota, profundizada, se sitúa sobre Gibraltar a 5000 mgp con una temperatura de -23°C . Se extiende entre las superficies de 900 hPa y 100 hPa. No queda reflejada en superficie, donde la circulación es zonal sobre la Península, detectándose la baja más próxima al Sur de Argelia, en tanto que en Francia se sitúa una zona de altas presiones. Según los mapas del S.M.N., a las 12 la gota se sitúa sobre Marruecos, apareciendo una pequeña baja en superficie entre Levante y Argelia que sólo interacciona con el borde central de la gota. (Fig.II.7.18)

El día 21 la gota, ya debilitada, se sitúa sobre Melilla. Su temperatura ha pasado a -20°C , disminuyendo la diferencia con respecto al entorno. Se detecta entre 700 y 300 hPa. En superficie y a 850 hPa gran parte de la Península determina una zona de bajas presiones, principalmente al Sureste. Dada su posición, esta baja no es reflejo de la gota fría en altura. A las 12 la gota se sitúa en la parte oriental de la cordillera del Atlas, en tanto, según el B.M.E., hay una pequeña borrasca sobre Madrid (no aparece en el B.M.N.) y otra entre Levante y Argelia. (Fig.II.7.19)

Por último, el día 22 la gota está situada sobre la costa argelina a 5520 mgp y con una temperatura mínima de -21°C . Se extiende desde 850 hPa hasta 200 hPa, quedando en superficie dentro de una zona de bajas presiones. A las 00 un frente frío inicia su penetración en la Península y a las 12 ya se encuentra sobre la costa mediterránea. A esta hora, la gota, muy debilitada, se sitúa sobre Baleares. (Fig.II.7.20)

Las lluvias se inician el día 19, el mismo día que la gota queda definida, alcanzando los valores más altos el día 20. El día 21, las lluvias son de intensidad moderada, afectando sobre todo a Cataluña (donde son más fuertes), Castellón y Valencia. Estas precipitaciones débiles continúan durante el día 23 en Cataluña y Norte de Levante.

Obsérvese que la zona afectada se hallaba el día 19 fuera de la gota y al Este; el día 20 al Noreste pero bajo la gota y el día 21, Cataluña, que fue donde se registraron precipitaciones más cuantiosas, quedaba al Noreste de la gota y fuera de la misma.

II.7.8 Noviembre 1982 Cataluña

No hubo gota fría, sino una borrasca al Noreste de Galicia. El día 7 un frente ocluido afectaba a Cataluña seguido a poca distancia de un frente frío que al día siguiente ya se hallaba sobre Baleares. (Fig.II.7.21)

II.7.9 20-25 Agosto 1983 Cataluña y País Vasco

En los mapas del Instituto Nacional de Meteorología no aparece una sola gota fría entre los días 21 y 30. En los Boletines Europeos se observan algunos núcleos cerrados a 500 hPa que no quedan patentes, sin embargo, en la topografía relativa.

El día 21, por ejemplo, hay un núcleo cerrado, un poco más frío que el entorno, al Noroeste de Normandía, si bien puede que únicamente se trate de una consecuencia de la baja en superficie. Se extiende hasta 300 hPa, pero su centro no coincide con el núcleo frío que se detecta en la relativa. Este día únicamente llovió un poco en algunas estaciones del litoral Norte, pero incluso menos que durante algunos días anteriores. (Fig.II.7.22)

El día 22 las lluvias más importantes se registraron en Cataluña y zona pirenaica (Pirineos Orientales), pero sin embargo no hay vestigios de gota, ni siquiera de núcleo cerrado.

El día 23 hay un núcleo de baja en 500 hPa a 5760 msp, situado sobre Madrid, con una temperatura de -16°C , 2°C menos que algún punto de las proximidades. Si bien se extiende hasta 300 hPa, no se evidencia en la topografía relativa, donde únicamente hay un surco sobre la Península. En superficie, la circulación es zonal. Según nuestro criterio no se cumplen los requisitos necesarios para clasificarla como gota fría (en la relativa debe haber un núcleo cerrado frío). Este día, además, las lluvias fueron muy débiles. (Fig.II.7.23)

El día 24 un núcleo frío a 500 hPa abarca Cataluña y parte de Francia. Su temperatura mínima es -16°C , 2°C menos que el entorno y está situado a 5760 msp. Tan sólo se detecta a 700 y 500 hPa, no apareciendo ni siquiera en la topografía relativa. En este día las precipitaciones en el País Vasco y Cantabria fueron abundantes. El único rasgo importante en superficie es una pequeña baja en el Golfo de León, pero ahora las precipitaciones en Cataluña son prácticamente nulas. (Fig.II.7.24)

El día 25 sigue detectándose una baja en altura, que abarca desde el Oeste de Francia hasta el Adriático, pero que sin embargo posee algunos puntos

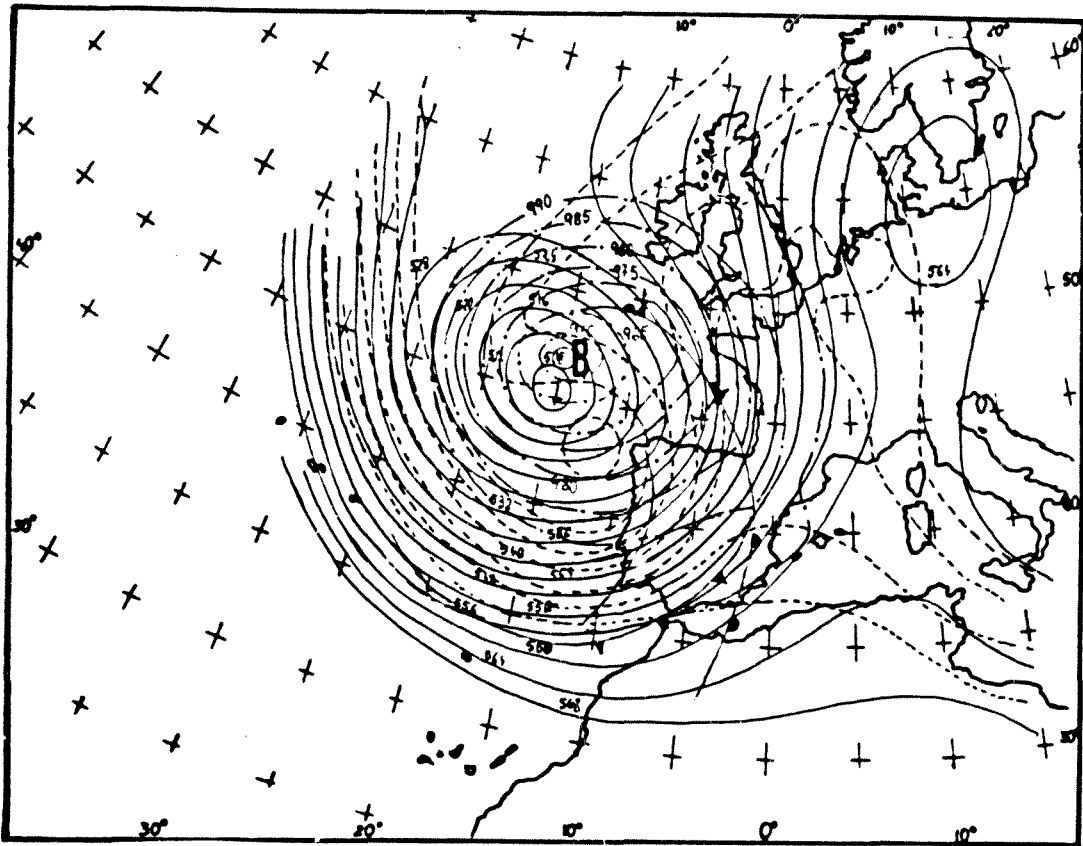


Fig.II.7.21. Análisis del 7 de Noviembre de 1983

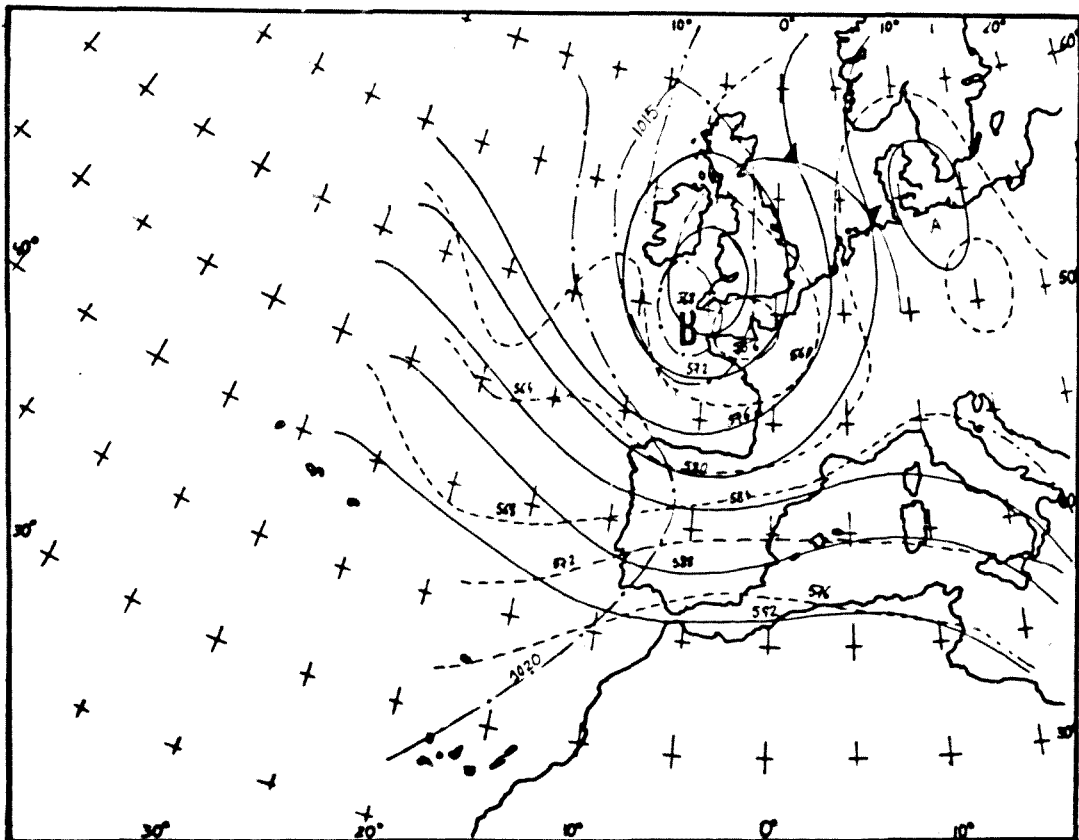


Fig.II.7.22. Análisis del 21 de Agosto de 1983

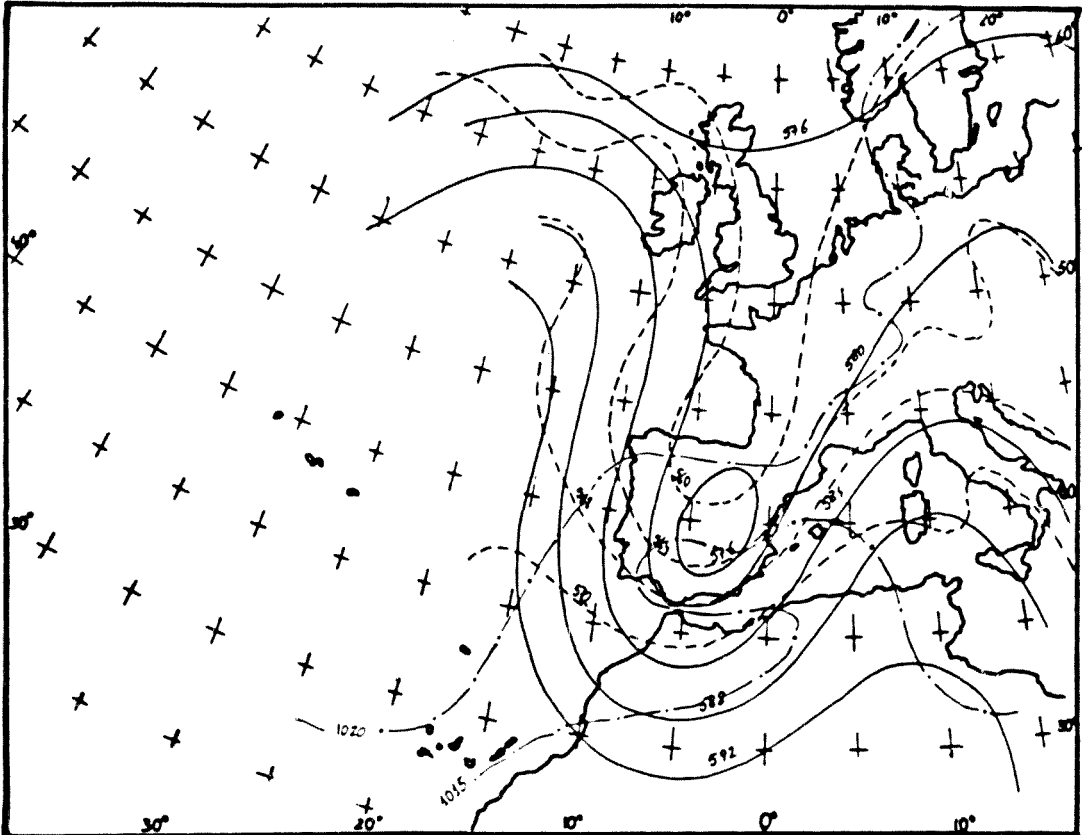


Fig.II.7.23. Análisis del 23 de Agosto de 1983

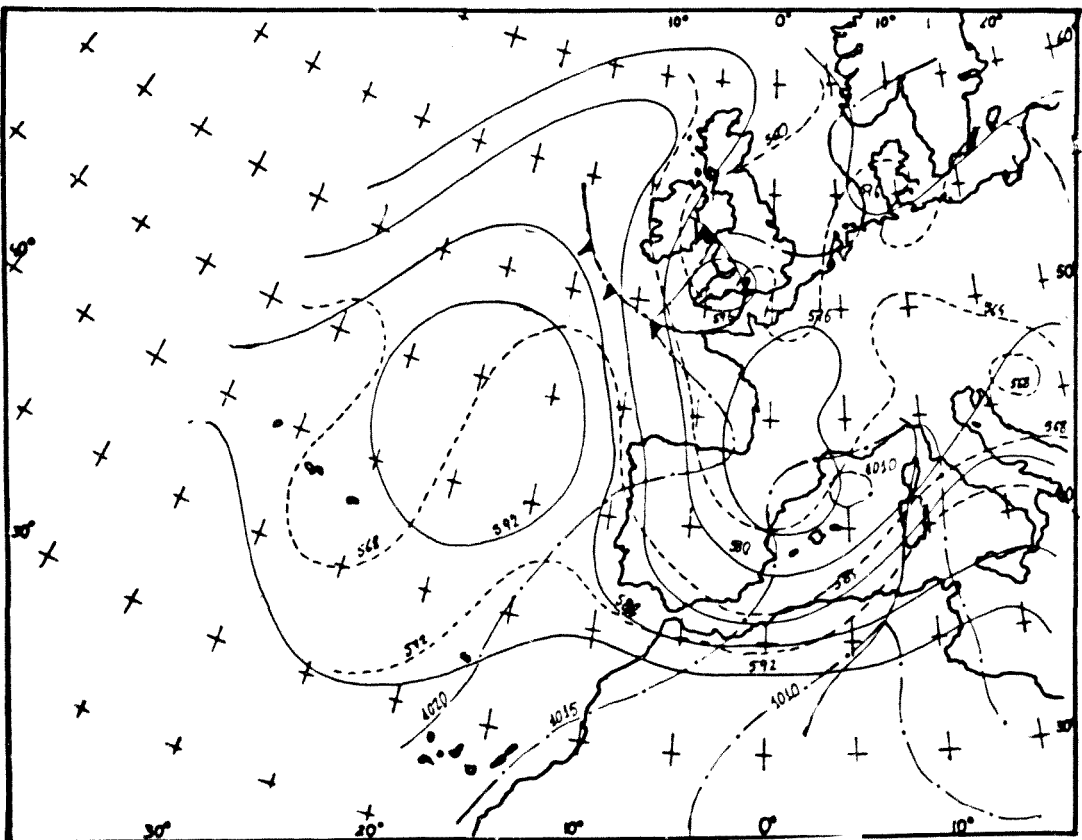


Fig.II.7.24. Análisis del 24 de Agosto de 1983

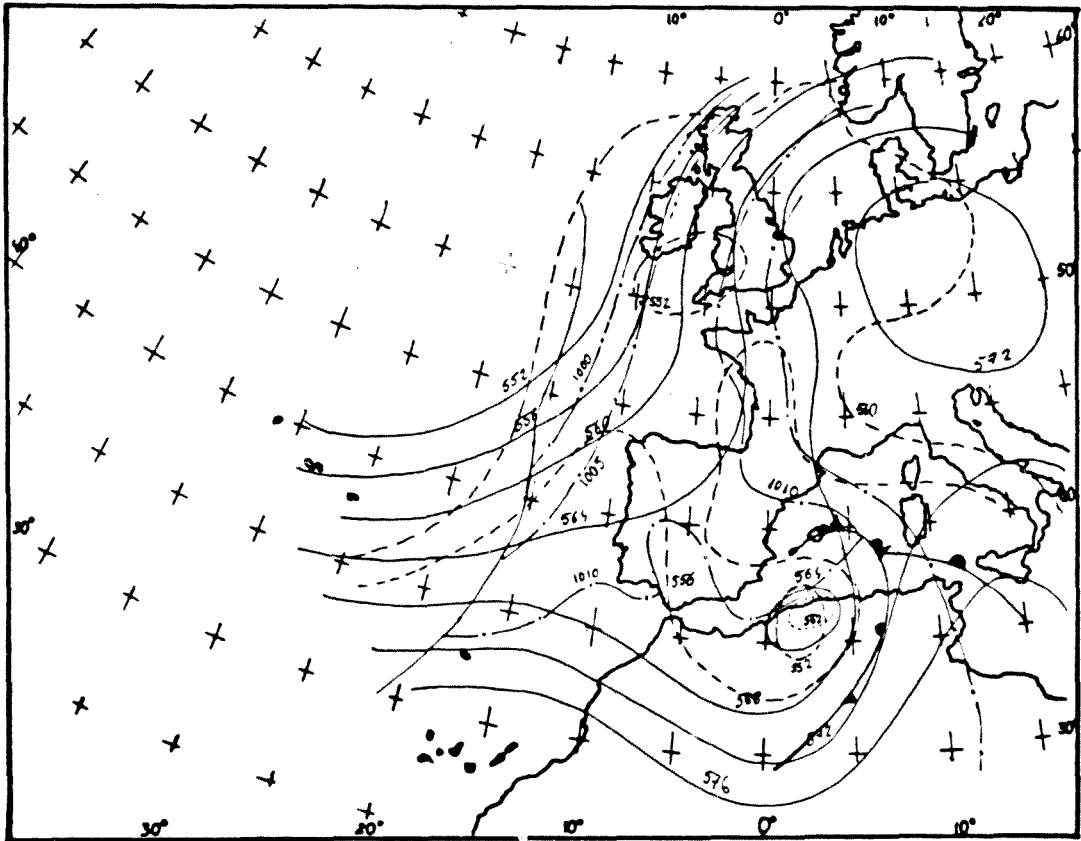


Fig.II.7.25. Análisis del 7 de Noviembre de 1983.

con temperatura superior a la del entorno. Es evidente que no se trata de una gota fría. Al día siguiente se ha trasladado un poco al Este, sin que exista diferencia alguna de temperatura con el entorno. Estos días son los que registran mayores precipitaciones en el País Vasco.

Los días posteriores ya no presentan baja alguna.

II.7.10 6-8 10 Noviembre 1983 Cataluña

En este año se volvieron a registrar inundaciones, aunque en este caso las máximas lluvias tuvieron lugar sobre la cuenca media de los ríos, siendo las precipitaciones recogidas inferiores a las del año anterior.

Si bien las lluvias fuertes cayeron los días 6 y 7, y en menor grado, el día 10, tan sólo parece haber una pequeña gota el día 7 sobre Argelia, muy debilitada el día 8, para el cual su temperatura es incluso superior a la de algunos puntos del entorno (aunque en la topografía relativa se detecta como un núcleo frío). A 500 hPa la mencionada gota está a 5620 mgp y alcanza los -20°C . Se extiende entre 500 y 300 hPa, hallándose detrás de un frente frío (fig.II.7.25).

El día 11, aunque no llueve, se forma una gotita en Baleares que al día siguiente ya ha desaparecido.

II.8 Conclusiones

- El mayor número de gotas frías se registra en primavera.
- La duración media de una gota fría en la Península es de 2 a 3 días.
- La parte oeste de la Península es donde se presenta el mayor número de gotas, siendo Galicia, el centro de Portugal, el Golfo de Cádiz y algunas regiones de la Meseta los lugares más privilegiados. Por el contrario, en Levante apenas se registran.
- La mayor parte de las gotas proceden de la estrangulación de la corriente en chorro según el mecanismo de Palmén-Newton. Sin embargo, son también notables los casos que tienen lugar con circulación zonal. Un menor número de situaciones se originaron al rellenarse primitivas bajas.
- El campo de presiones en superficie muestra en general aspecto poco definido bajo la gota.
- Si bien se dispone de pocos datos de vientos bajo la gota, suelen predo

minar los vientos de componentes Norte y Oeste, aunque las situaciones más importantes tienen lugar en muchos casos bajo régimen del Noreste.

- La temperatura en superficie bajo la gota no presenta ninguna característica notable.
- Tanto para el geopotencial como para el espesor geopotencial, se observa una clara variación estacional, obteniéndose los valores más bajos en invierno y los más altos en verano. Los valores medios anuales son de 5584 mgp, 5468 mgp respectivamente.

Asímismo se observa una relación lineal entre el espesor geopotencial, G , y la temperatura en el centro de la gota a 500 hPa, T , dada por la expresión:

$$\Delta G = -1,11 |T| + 586,68$$

- La temperatura a 500 hPa presenta una variación mensual bien definida, correspondiendo el valor medio más bajo a Febrero, con -29°C y el más alto a Agosto, con -16°C .
- En promedio, la máxima diferencia de temperatura con el entorno es de 6°C y la mínima de 3°C .
- En general, la gota se extiende hasta 300 hPa y en un 16% de los casos hasta 100 hPa.
- Es frecuente que las gotas se formen detrás de un frente, el cual, en muchos casos, atraviesa la Península un día antes.
- El tamaño es difícil de fijar, ya que en su determinación interviene la distribución de la red sinóptica y el análisis efectuado, aunque la mayoría tienen un diámetro medio de 5° de latitud.
- El movimiento de las gotas frías es muy variable, si bien domina el traslado en dirección Este o Sureste. Las distancias recorridas diariamente (referidas al centro de la gota) están comprendidas entre 0° y 7° de latitud.
- Por lo que respecta a la lluvia registrada mientras una gota se situó en la Península o en sus proximidades se observa que:
 - en la parte oeste de España llueve menos, tratándose además de precipitaciones poco cuantiosas;
 - el mayor número de días de lluvia se registra en Castilla-León y

Cantabria, al Norte de los 40° de latitud, si bien se trata de precipitaciones generalmente débiles;

- es en el Noreste de la Península donde se superan los 40 mm en 24 horas en más ocasiones. En esta región se observan los valores más altos en primavera y otoño y los más bajos en invierno;
- en cuanto a la parte sureste, si bien llueve menos que en la anterior, las cantidades recogidas en 24 horas son superiores en promedio a las de cualquier otra zona situada más al Oeste;
- los meses en que se registran mayores cantidades de lluvia en 24 horas son Abril y Junio, siendo Diciembre el que menos;
- aunque ninguno de los factores es decisivo por sí sólo, se comprueba que en general:
 - cuanto menor es la temperatura en el centro de la gota a 500 hPa
 - cuanto menor es el espesor geopotencial 500/1000 hPa
 - cuanto mayor es la diferencia de temperatura con el entorno, mayor es la precipitación registrada. Esto sin embargo sólo es válido para precipitaciones diarias inferiores a 60 mm en las dos primeras condiciones y a 40 mm en la tercera, y aún así, tan sólo en promedio.

Asimismo, el paso previo de un frente frío favorece una mayor precipitación, aunque en este caso es difícil distinguir la contribución de la gota de la del frente. Es posible que en algunas ocasiones este frente frío haya sido representado para justificar la nubosidad producida por la propia gota.

- Cuando la lluvia registrada es superior a 60 mm en 24 horas parece ser que la temperatura en el centro de la gota a 500 hPa, el espesor geopotencial y la diferencia de temperatura con el entorno no están directamente relacionados con la cantidad de lluvia recogida, si bien dada la escasa muestra explorada no es una conclusión generalizable.
- Cuando la gota se sitúa al Norte de la Península (su centro está al N de 40° de latitud), su presencia aumenta la precipitación registrada bajo ella, si bien en muy poca cantidad. En tal caso, si el centro de la gota se halla entre 2°W y 10°W, las máximas precipitaciones suelen registrarse al Este del mismo (entre 15 y 60 mm por

día), e incluso muchas veces fuera de la gota; en cambio, si se halla cerca del Mediterráneo, la zona más afectada se encuentra usualmente al Oeste (en este caso no se superan los 15 mm). Por otro lado, se carece de datos sobre el Mediterráneo. Sólo en dos casos se han producido precipitaciones superiores a 120 mm (9 Noviembre 1978 y 15 Abril 1980) y en ellos han intervenido otros factores que no son objeto de estudio en este capítulo.

- Si el centro de la gota se sitúa en la parte meridional de la Península, las máximas precipitaciones se registran al Norte o al Noroeste, siendo más cuantiosas en este último caso (si la gota se sitúa cerca de Levante, es decir, entre 2°W y 4°E, suele llover principalmente al Noroeste).
- El factor orográfico desempeña un papel importante en la producción de lluvias fuertes.
- Cuando la gota es de procedencia zonal, las gotas, si es que se producen, son débiles.
- En las zonas más afectadas por las lluvias se observa en numerosas ocasiones un cruce entre el flujo en superficie y el flujo en altura debido a la circulación creada por la propia gota.

Por lo que respecta a la presencia de gotas frías en 10 casos de inundaciones, se obtiene:

- De los 10 casos de inundaciones estudiados, 6 afectaron a Cataluña, registrándose gota fría durante el episodio en tres de los casos. Los otros casos corresponden, uno a Levante (y en este caso sí que hubo gota), otro al País Vasco y Cantabria (no hubo gota) y 2 registrados en Granada y Almería, en uno de los cuales la gota empezó a formarse el último día en que se registraron las lluvias fuertes, prolongándose cinco días más, en tanto que en el otro episodio la gota transcurrió paralelamente a las lluvias.

De los casos para los que se identificó la presencia de una gota se deduce:

- Que siempre tuvo lugar en otoño, sobre todo en el mes de Octubre.
- Que la altura en mgp de la superficie de 500 hPa suele ser de unos 5600, hallándose la temperatura en el centro de la gota en torno a

-23°C.

- Que la gota se suele extender entre 700 y 200 hPa, dándose bastantes casos en que llega hasta 100 hPa y ya se detecta a 850 hPa.
- Cuatro de las cinco gotas estudiadas se centraron en la parte sur de la Península a al Sur de la misma.
- Sólo en una ocasión se produjeron lluvias abundantes bajo el centro de la gota, el 22 de Octubre de 1982 en las Islas Baleares. Sin embargo, en esa ocasión la gota ya se reflejaba en superficie mediante una depresión relativa. Así pues, se puede afirmar que el mal tiempo nunca tiene lugar bajo el centro de la gota, sino en la periferia o en el exterior de la misma, concretamente en el borde oriental.
- Que la situación en superficie no suele presentar ninguna característica notable durante el proceso.
- Que en todas ellas se produjo con anterioridad el paso de un frente frío por la Península.
- La circulación ciclónica creada en torno a la gota en altura provoca en todos los casos sobre la zona afectada un flujo de componente sur.

Así pues, el papel que desempeña una gota fría en los episodios de lluvias fuertes es el siguiente:

- Creación de una circulación ciclónica que arrastra aire húmedo y frío del Atlántico sobre el Mediterráneo.
- Incidencia perpendicular del viento a 850 hPa sobre la línea de la costa y las cordilleras litorales, es decir, generalmente, flujo del SE.
- En altura viento del Sur que arrastra aire seco del N de Africa.
- Intersección del flujo húmedo y cálido de la troposfera baja y el flujo seco en la troposfera media y alta. En algunos casos, el ángulo formado puede aproximarse a 90°. Esto equivaldría a la intersección de "chorros" mencionada por Miller (loc.cit) y Maddox (loc.cit).

CAPITULO III

ESTRUCTURA TERMODINAMICA VERTICALIII.1 Introducción

El análisis de los radiosondeos realizados los días previos así como durante las inundaciones puede proporcionar una importante información acerca de los factores que contribuyeron a semejantes lluvias. Lamentablemente, no existe sondeo alguno en las zonas afectadas, siendo necesario recurrir a los de las estaciones más próximas. En el caso de Cataluña, éstas se hallan en Mallorca (Son Bonet) y Nîmes.

Antes de pasar al estudio de los diferentes casos de inundación se exponen algunos de los criterios de análisis utilizados.

III.2 Estudio de la estabilidad de estratificación

Aunque los diversos criterios son de todos conocidos, se ha considerado oportuno tratar brevemente de ellos para aclarar las denominaciones utilizadas y los métodos seguidos.

III.2.1 Estabilidad de estratificación para evoluciones elementales

En este caso se trata de averiguar cuál sería la respuesta del estrato a un impulso producido en su seno. El método consiste únicamente en comparar las pendientes de la adiabática seca, la pseudoadiabática y la curva de estado.

a) $\alpha > \gamma > \Gamma$ Inestabilidad*

Los movimientos verticales están favorecidos tanto para aire seco como para aire húmedo.

* Nota: Si bien es corriente hablar de inestabilidad o estabilidad "absoluta", se ha considerado oportuno reservar tal denominación para aquellos casos en que todos los criterios coincidan en su diagnóstico.

b) $\alpha < \Gamma < \gamma$ Estabilidad

Oposición a cualquier movimiento ascendente o descendente, tanto para aire húmedo como para aire seco.

c) $\Gamma < \alpha < \gamma$ Inestabilidad condicional

Si el aire está seco, los movimientos verticales son favorecidos y si está húmedo son impedidos.

III.2.2 Estabilidad de estratificación para ascensos finitos

Se discute aquí la evolución de una partícula tras haber alcanzado su nivel de condensación por elevación.

a) Inestabilidad

La partícula en su evolución deja siempre el sondeo a la izquierda. Para que esto ocurra es necesario que se dé el caso a) del apartado anterior, aunque no es condición suficiente.

b) Estabilidad

La partícula evoluciona adiabáticamente hasta el NCE, ascendiendo después por la pseudoadiabática y dejando siempre la curva de estado a la derecha. Debe cumplirse en este caso la condición b) del apartado anterior. Esta no es, sin embargo, suficiente.

c) Inestabilidad latente

La partícula en su ascenso corta a la curva de estado. Según que el área que deje a su izquierda sea mayor o menor que la correspondiente a su derecha, se tratará de inestabilidad latente efectiva o de falsa inestabilidad latente, respectivamente. En el primer caso la burbuja desarrolla más energía de la que se le ha comunicado, pudiendo producirse el "efecto de disparo" en el caso de que la pseudoadiabática que seguiría la burbuja en su ascenso corte muy abajo a la curva de estado. En el segundo, la burbuja desarrolla menos energía de la que se le comunica, no pudiendo alcanzar el nivel a partir del cual su ascenso será espontáneo.

En este caso, según el criterio del apartado anterior, pueden darse los tres tipos de inestabilidad.

III.2.3 Estudio de la estabilidad de estratificación por el criterio de la partícula mediante las temperaturas potenciales

El estudio de la estabilidad también se puede efectuar a partir de las

temperaturas potenciales y pseudoequivalentes potenciales. Si llamamos E_0 a la base de un estrato y E a la cima en un radiosondeo, se tiene:

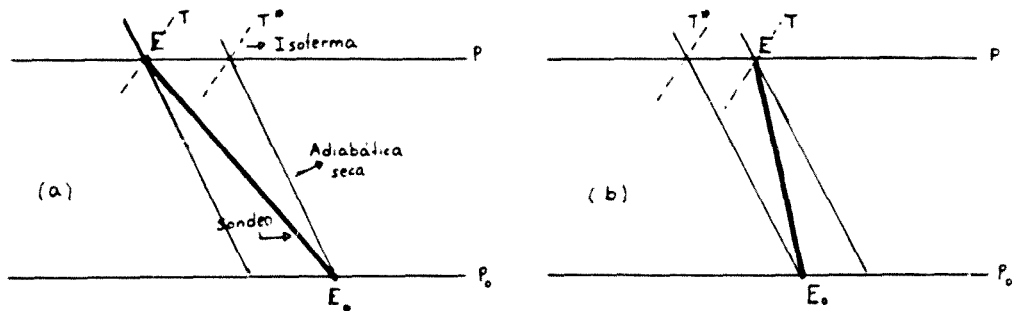


Fig.III.2.1. Estudio de la estabilidad en un estrato de aire no saturado

(a) Caso inestable: $T^* > T \Leftrightarrow \theta(E) < \theta(E_0)$

La temperatura potencial decrece de la base a la cima del estrato.

(b) Caso estable: $T^* < T \Leftrightarrow \theta(E) > \theta(E_0)$

La temperatura potencial crece de la base a la cima.

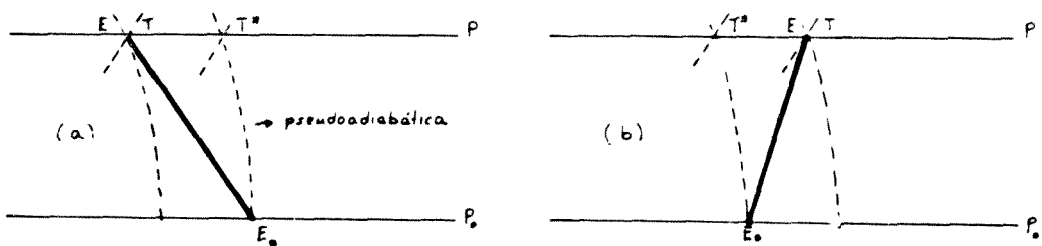


Fig.III.2.2. Estudio de la estabilidad en un estrato de aire saturado

(a) Caso inestable: $T^* > T \quad \theta'(E) < \theta'(E_0)$

(b) Caso estable: $T^* < T \quad \theta'(E) > \theta'(E_0)$

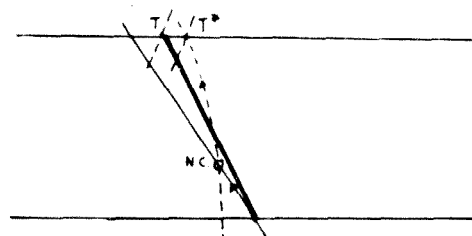


Fig.III.2.3. Estudio de la estabilidad en un estrato de aire que se satura al ascender.

En este caso no basta con las temperaturas potenciales de la base y de la cima para distinguir que tipo de estabilidad existe.

III.2.4 Algunas especificaciones al método de obtención de los estratos con inestabilidad latente

El método de Morán propone dibujar las pseudoadiabáticas extremas $\theta_{se}/\text{mín}$ y $\theta_{se}/\text{máx}$ que partiendo de la curva (P, T') corten al sondeo más a la izquierda y a la derecha respectivamente. Su intersección con la curva (P, T') dará la cima y la base del estrato según se trate de $\theta_{se}/\text{mín}$ o $\theta_{se}/\text{máx}$. Luego se dibuja la pseudoadiabática media y su intersección con (P, T') dará la presión que separa los estratos de falsa inestabilidad latente de los de inestabilidad latente efectiva.

Tras un detallado estudio y la comprobación con más de 50 radiosondeos se han podido establecer las siguientes consideraciones:

- La cima del estrato con inestabilidad latente queda determinada por la intersección de $\theta_{se}/\text{mín}$ con (P, T') , ya que por encima de dicho nivel cualquier partícula seguirá una evolución que no corte al sondeo; es decir, se tratará en todo momento de un ascenso forzado.
- La base del citado estrato no queda delimitada por la intersección de $\theta_{se}/\text{máx}$ con (P, T') , ya que no existe ninguna partícula que en su evolución pueda seguir una pseudoadiabática situada más a la derecha. En general, la base del estrato coincide con la base del sondeo, siempre y cuando la $\theta_{se}/\text{mín}$ no corte en varios puntos a la curva (P, T') . En tal caso, la base puede situarse en la primera intersección. Para averiguarlo basta con observar si por debajo de tal punto la curva (P, T') queda a la izquierda de $\theta_{se}/\text{mín}$.

Asimismo, si la intersección se verifica por encima del punto en que $\theta_{se}/\text{mín}$ corta a la curva de estado, no debe considerarse, ya que ninguna partícula situada sobre dicho nivel cortarfa en su ascenso a la curva de estado.

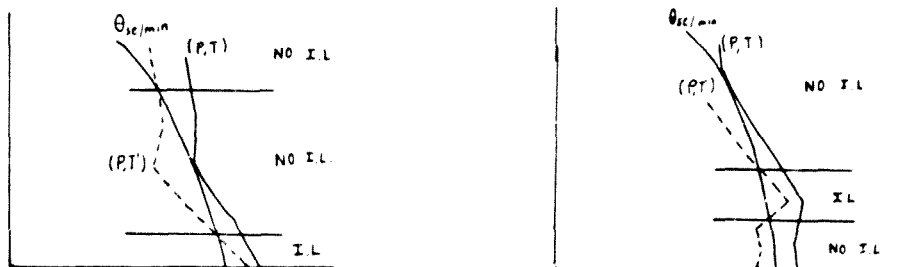


Fig.III.2.4. Obtención de la base y de la cima del estrato que presenta inestabilidad latente.

- La \bar{C}_x dibujada considerando el sondeo en bloque no siempre separa el estrato con falsa inestabilidad latente del estrato con inestabilidad latente efectiva. Ello es debido a que, cuando una partícula asciende, lo hace desde el nivel en el que se halla, siguiendo además la adiabática seca hasta el NCE, con lo cual el área que deja a su izquierda o derecha varía.

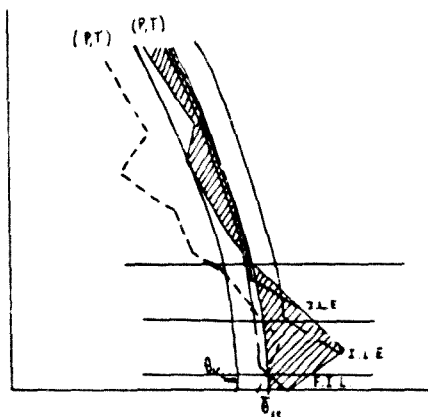
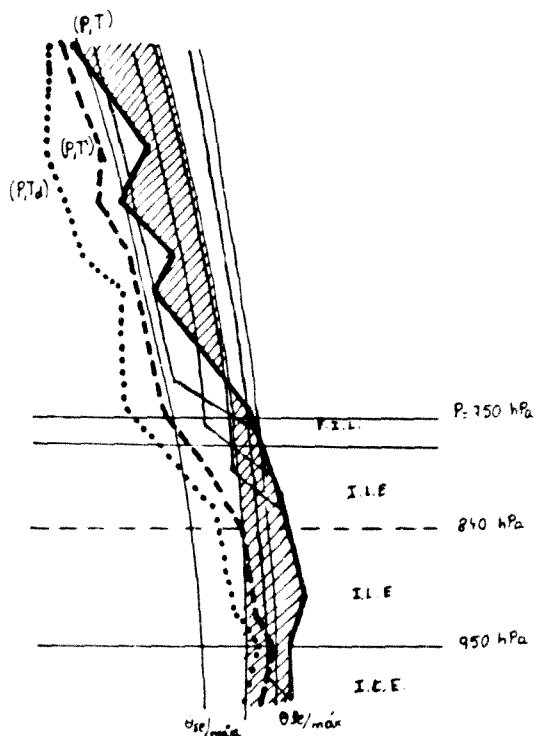


Fig.III.2.5. Obtención del nivel que separa el estrato con falsa inestabilidad latente del que presenta inestabilidad latente efectiva.

En la figura III.2.6 se muestra un sondeo real correspondiente al 25 de julio de 1935 en Norfolk. Obsérvese que existe inestabilidad latente desde la base del sondeo hasta 750 hPa. En todo este estrato domina la inestabilidad latente efectiva a excepción de las proximidades de la cima en donde se tiene falsa inestabilidad.

Fig.III.2.6. Representación del sondeo del 25 de Julio de 1935 efectuado en Norfolk. Obtención de los estratos que presentan falsa inestabilidad latente e inestabilidad latente efectiva.



III.2.5 Método de la lámina para el análisis de la estabilidad

Este conocido método consiste en una modificación del criterio de la partícula atendiendo a la influencia de corrientes compensadoras. Para ello se introduce el parámetro de estabilidad modificado ζ' , cuya expresión es

$$\zeta' = \zeta \left(1 + \frac{m_1}{m_2} \frac{\gamma_1 - \alpha}{\gamma_2 - \alpha} \right)$$

donde m_1 y m_2 son las masas ascendente y descendente, γ_1 y γ_2 los coeficientes de enfriamiento por elevación y ζ el parámetro de estabilidad de Hesselberg.

Analizando la expresión anterior caso por caso se deduce que en general el criterio de la partícula subestima la estabilidad o inestabilidad e incluso en algún caso el método de la lámina indica un tipo de inestabilidad diferente a la obtenida según el criterio anterior. Para facilitar la posterior aplicación de estos resultados se ha construido la tabla III.2.1, donde se tiene en cuenta además la energía de inestabilidad disponible en un estrato que ayudará a juzgar el carácter de estratificación. Teniendo presente que ésta es igual a:

$$S = \frac{x (P - x)}{(1 + x) (1 + P)}$$

siendo $P = \frac{\alpha - \Gamma}{\gamma - \alpha}$ y $x = \frac{m_1}{m_2}$, basta con determinar los valores de P y de x.

III.2.6 Hipótesis del ascenso en bloque: inestabilidad convectiva

Los criterios anteriores se refieren sólo a algunas partículas que por uno u otro motivo pueden iniciar un ascenso dentro de un estrato, pero no es válido para la totalidad del mismo. Cuando el ascenso se produzca a una mayor escala, ya sea motivado por el relieve, una superficie frontal u otra causa, interesa estudiar el comportamiento del estrato entero, lo que recibe la denominación de "ascenso en bloque". Según el estrato esté saturado o no antes del ascenso, o se sature al producirse éste, se tendrán los casos siguientes:

a. Estabilidad

a.1 El estrato no está saturado y asciende sin que se produzca la saturación, permaneciendo estable. (Fig.III.2.7a)

ESTABILIDAD EN AIRE SECO

Tabla III.2.1

ASCENSO	DESCENSO	RELACION ENTRE LOS GRADIENTES EN EL PUNTO	Z	Z'	P	x	DENOMINACION
Seco o saturado o seco-saturado	Seco o saturado	$\alpha < \Gamma < \gamma$	+	+] - 0 [Estabilidad (el criterio de la partícula la subestima)
Saturado o seco-saturado	Seco	$\alpha > \gamma > \Gamma$	-	-	< -1		Inestabilidad (el criterio de la partícula la subestima)
Saturado o seco-saturado	Seco	$\alpha = \gamma > \Gamma$	-	-	∞		Indiferencia (c. partícula) Estabilidad (c. lamina)
Saturado o seco-saturado	Seco	$\alpha = \Gamma < \gamma$	0	-	0		Inestabilidad condicional (c. partícula. En este caso sobreviene la inestabilidad)
Saturado o seco-saturado	Seco	$\gamma > \alpha > \Gamma$	-	-	> 0	$x < x'P$	Inestabilidad
						$x < P$	Inestabilidad
						$x = P$	Indiferencia
						$x > P$	Estabilidad
							Inestabilidad selectiva

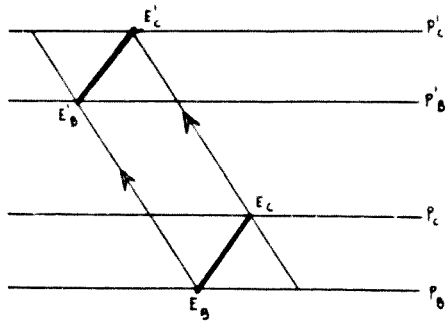
- a.2 El estrato está saturado antes de producirse la elevación
ESTABILIDAD DE AIRE SATURADO (Fig.III.2.7b)
- a.3 El estrato, inicialmente estable, permanece estable después de la saturación. Como en este caso también hay estabilidad por el criterio de la partícula se puede hablar en general de
ESTABILIDAD ABSOLUTA (Fig.III.2.7c)
- a.4 El estrato, inicialmente inestable, se vuelve estable después del ascenso y saturación:
ESTABILIDAD POTENCIAL (Fig.III.2.7d)

En los tres primeros casos, las temperaturas potenciales θ y θ' aumentan de la base a la cima, en tanto que en el cuarto, si bien la temperatura potencial antes del ascenso disminuye con la altura, la del termómetro húmedo después de aquel, aumenta.

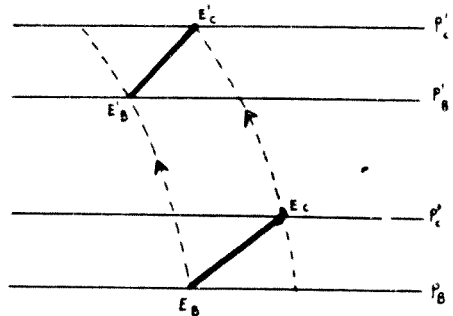
b. Inestabilidad

- b.1 Un estrato inestable y no saturado antes del ascenso sigue en idénticas condiciones después del mismo:
INESTABILIDAD EN AIRE SECO (Fig.III.2.7e)
- b.2 Un estrato inestable y saturado antes del ascenso sigue estándolo después del mismo:
INESTABILIDAD EN AIRE SATURADO (Fig.III.2.7f)
- b.3 El estrato inicialmente inestable permanece inestable después de la saturación. Dado que en este caso también hay inestabilidad por el método de la partícula se podría hablar en general de:
INESTABILIDAD ABSOLUTA, aunque tal denominación sería estrictamente correcta si además existiera inestabilidad para ascensos finitos.
- b.4 El estrato, estable antes de la saturación, adquiere inestabilidad después de la misma:
INESTABILIDAD POTENCIAL O CONVECTIVA (Fig.III.2.7g)

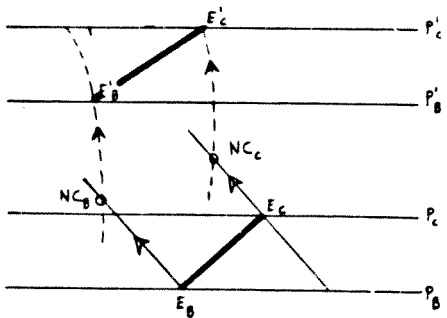
En estos casos, θ' siempre decrece de la base a la cima, al igual



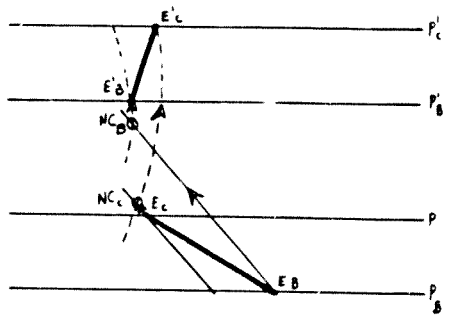
a. Estabilidad en aire seco



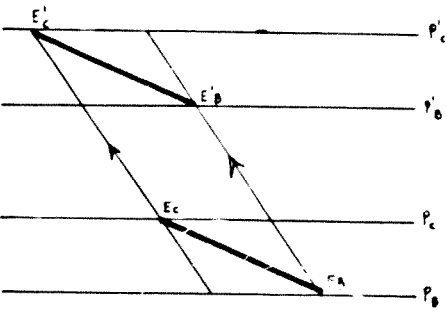
b. Estabilidad en aire saturado



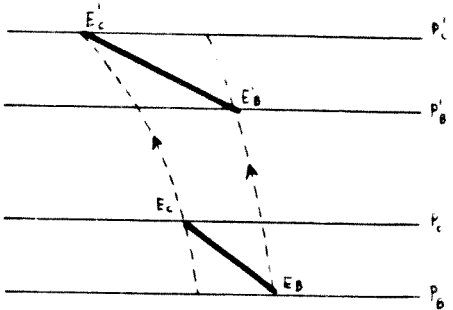
c. Estabilidad absoluta



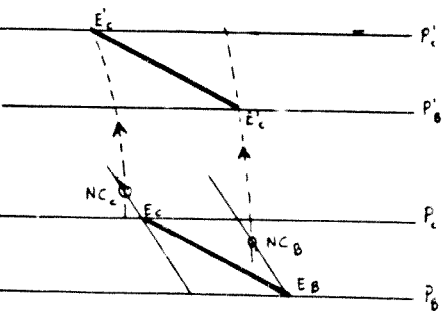
d. Estabilidad potencial



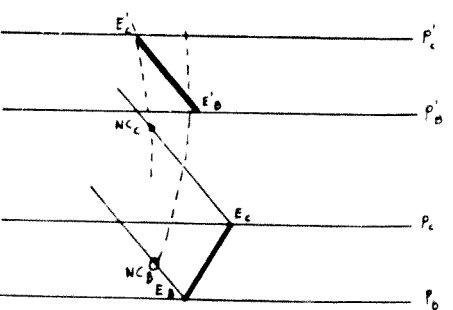
e. Inestabilidad en aire seco



f. Inestabilidad en aire saturado



g. Inestabilidad absoluta



h. Inestabilidad potencial

Fig.III.2.7

que θ , a excepción del caso en el que el estrato era estable antes de iniciarse el ascenso.

c. Criterio de Pönte para el análisis estabilidad-inestabilidad por ascenso en bloque

Permite averiguar en cada capa elemental (aquella en la que θ y θ' varían siempre en el mismo sentido en función de la presión) el carácter estable o inestable, tanto en el momento del sondeo, como tras su ascenso en bloque.

Para aplicar este criterio es necesario construir la curva (P, T') . Basta entonces con mirar las pseudoadiabáticas que pasan por las correspondientes temperaturas del termómetro húmedo de la base y de la cima; su posición relativa nos indicará el tipo de estabilidad si además se tiene en cuenta el fragmento de curva de estado entre base y cima y las adiabáticas secas que pasan por éstas. Se puede determinar entonces la variación de θ y la de θ' . (Fig. III.2.8)

Este criterio es un tanto restrictivo, ya que si el estrato presenta un valor de α próximo a γ ($\Gamma < \alpha < \gamma$) y el ascenso que se necesita para alcanzar el NCE de la base es pequeño, es posible que adquiera inestabilidad pese a que dada la posición de (P, T') y el criterio anterior, no sea así. Esto, sin embargo, es muy poco frecuente.

d. Obtención del ascenso mínimo necesario para que se produzca la inestabilización

d.1 El estrato presenta inestabilidad condicional por el criterio de la partícula ($\gamma > \alpha > \Gamma$). En tal caso, en cuanto la base se sature y en vez de compararse con la adiabática seca se compare con la pseudoadiabática, presentará inestabilidad. El ascenso mínimo necesario es pues el que haga falta para alcanzar el NCE de la base. Para ello basta con imponer la intersección de la pseudoadiabática que pase por T' con la adiabática seca que pase por T .

La disminución de temperatura de A a C a lo largo de la pseudoadiabática es:

$$T' - T_c = \Gamma x$$

$$T' - T_c = T' - T + T - T_c = -\Delta T + \gamma x$$

Tabla III.2.2

θ	Equilibrio en el momento del sondeo	θ'	Equilibrio después del ascenso y saturación	Denominación
/	Estable E (ver θ')	↖	E	Estabilidad saturada E_{sat}
\	Inestable I (ver θ')	↗	I	Inestabilidad saturada I_{sat}
↖	Estable E	↖	E	Estabilidad "absoluta" E.A.
↗	Inestable I	↗	I	Inestabilidad "absoluta" I.A.
↖	Inestable I	↖	E	Estabilidad convectiva E.C.
↗	Estable E	↗	I	Inestabilidad convectiva I.C.

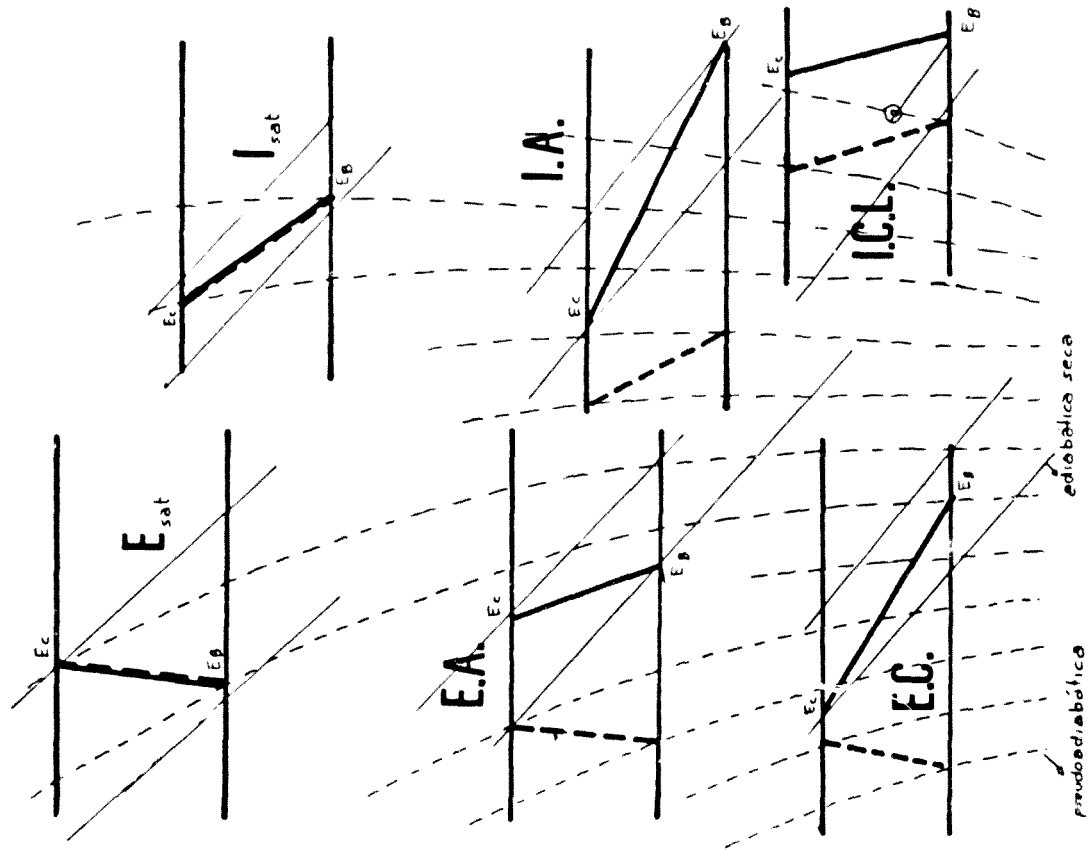


Fig. III.2.8. Estudio de la inestabilidad por ascenso en bloque a partir del criterio de Póne.

$$x = \frac{\Delta T}{\gamma - \Gamma}$$

F. de Ficker

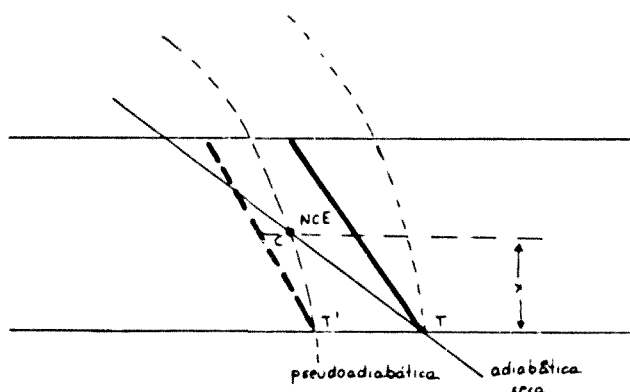


Fig.III.2.9. Obtención del ascenso mínimo necesario para que se produzca la inestabilización si el estrato presenta inicialmente inestabilidad condicional.

d.2 El estrato presenta estabilidad por el criterio de la partícula. En este caso, no sólo es necesario alcanzar previamente el NCE de la base, sino también obtener luego el ascenso que desde el mismo debe efectuar para inestabilizarse (es decir $\alpha > \Gamma$). Para obtener el NCE se procederá idénticamente que en el apartado anterior. Una vez la base esté saturada es posible deducir la elevación necesaria imponiendo las condiciones siguientes:

Condiciones geométricas

$$T_b = T_b - \alpha \delta$$

$$T_c' = T_b' - \Gamma \delta$$

Condiciones de evolución

$$T_b' = T_b - \Gamma x$$

$$T_c' = T_c - \gamma x$$

A partir de estas cuatro ecuaciones se deduce:

$$T_b' - T_c' = \Gamma \delta = (T_b - T_c) + (\gamma - \Gamma)x = \alpha \delta + (\gamma - \Gamma)x$$

Despejando

$$x = \frac{\Gamma - \alpha}{\gamma - \Gamma} \delta$$

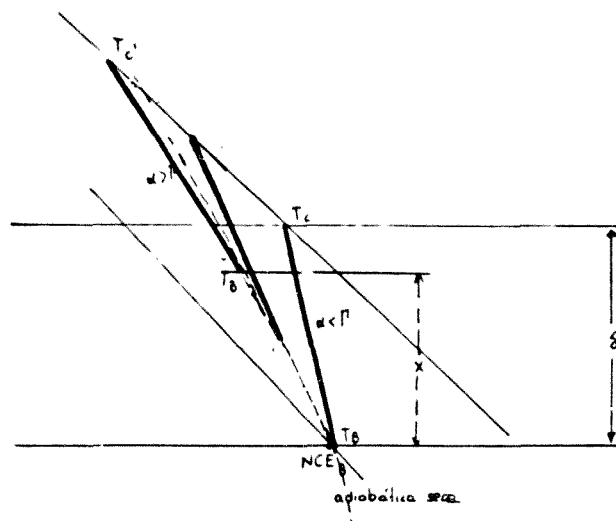


Fig.III.2.10. Obtención del ascenso mínimo necesario para que se produzca la inestabilización si el estrato presenta inicialmente estabilidad.

Si δ es el espesor del estrato expresado en hPa, el valor en metros de tal ascenso se obtiene multiplicando el ascenso en hPa por un factor de conversión que depende del nivel inicial y del nivel final. Para ello se ha construido una tabla de equivalencias $\Delta p - \Delta x$ a partir de la atmósfera tipo internacional, que se puede utilizar cuando no se disponga de la curva p-z del sondeo.

Ciertamente, la equivalencia de los diferentes niveles hárnicos con sus correspondientes geopotenciales no es fija, sino que depende de la temperatura del aire. Sin embargo, las variaciones son muy pequeñas y, atendiendo además a que sólo interesa un valor aproximado del ascenso, pueden despreciarse.

Equivalencia alturas-presión

1000-950	8,58 m/hPa
950-900	8,96
900-850	9,38
850-800	9,84
800-750	10,34
750-700	10,92
700-650	11,58

Tabla III.2.3

Dicho punto se encuentra en la intersección de tres segmentos, que son:

- la curva (P,T') después del ascenso
- la curva que se obtiene al unir los niveles de condensación de la base y de la cima.
- la curva ficticia de estado después del ascenso, obtenida elevando la base por su adiabática seca.

III.3 Determinación de la existencia de nubes a partir de los radiosondeos

Supondremos en este caso que para la formación de nubes es necesario que el aire esté saturado.

III.3.1 Estratos saturados estables (estabilidad en aire saturado)

Nubes de tipo estratiforme donde la base y la cima de las mismas se corresponden con la base y la cima del aire saturado. Según la altura de la base y el espesor del estrato se tratará de estratos, nimboestratos, altoestratos ...

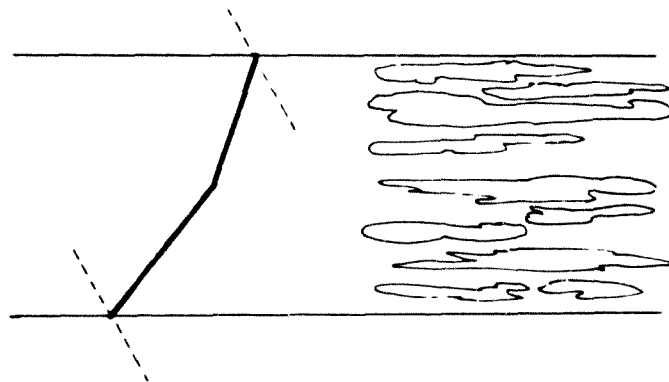


Fig.III.3.1. Nubosidad en estratos saturados estables

III.3.2 Estratos saturados inestables (inestabilidad en aire saturado)

Se desarrollan nubes de tipo cumuliforme cuya base es la base del estrato saturado. Debido a que las partículas saturadas están más calientes que el aire ambiente, pueden ir ascendiendo hasta que alcancen la misma temperatura que éste, formándose así una especie de chimeneas. Por otro lado, en el curso de la ascensión, pueden encontrar capas con estratificación esta

ble, bloqueándoles el paso. La cima máxima se encuentra entonces un poco más arriba de la intersección de la pseudoadiabática que pasa por la base del estrato, y la curva de estado. La cima media se sitúa en la base del primer estrato en que la curva de estado se inclina hacia la derecha de las pseudoadiabáticas.

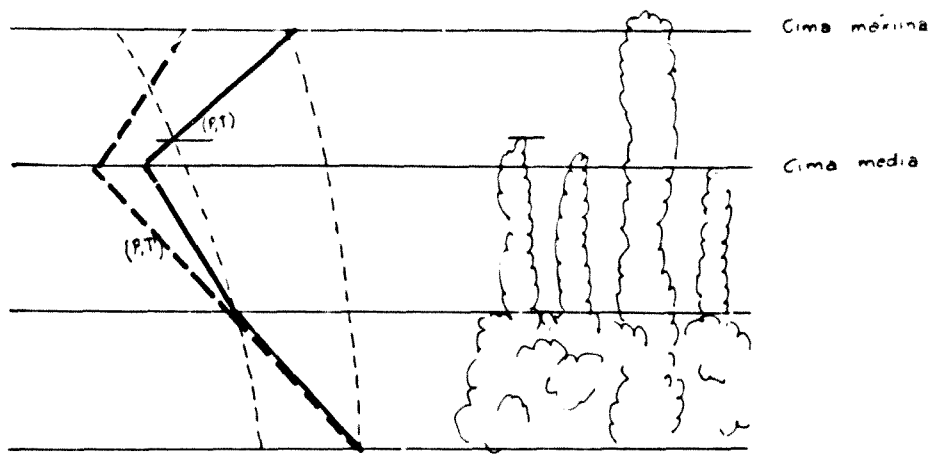


Fig.III.3.2. Nubosidad en estratos saturados inestables.

III.3.3 Estrato no saturado inestable antes del ascenso y después (inestabilidad "absoluta")

Es casi seguro que se formarán nubes cumuliformes con base en el nivel de condensación. En efecto, el menor impulso ascendente conferido a una partícula tomada de la base del estrato disparará su movimiento hacia arriba.

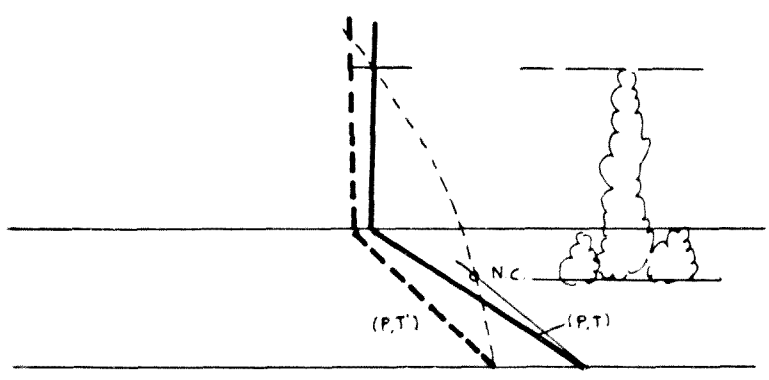


Fig.III.3.3. Nubosidad en estratos no saturados inestables antes del ascenso y después.

III.3.4 Estrato no saturado estable antes del ascenso, que se satura y adquiere inestabilidad tras él (inestabilidad convectiva)

Hasta que no se verifique el ascenso no dará lugar a la formación de nubes. En el caso particular de que la curva de estado corte a la pseudoadiabática que pasa por la base de la curva (P,T') es posible que se formen nubes si existe una cierta turbulencia capaz de llevar a las partículas de la base hasta el nivel de convección libre.

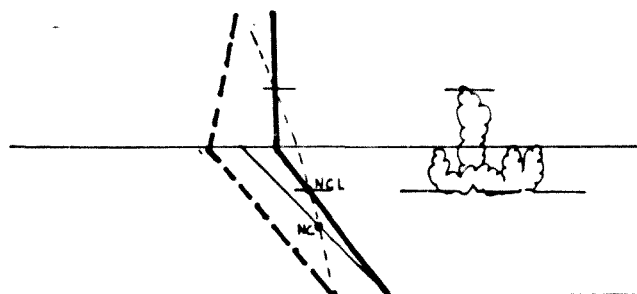


Fig.III.3.4. Nubosidad en estratos con inestabilidad convectiva.

III.3.5 Predicción de cúmulos y cumulonimbos de evolución diurna sobre una superficie continental

Como ya se dijo anteriormente, cuando hacia la hora de la temperatura mínima en el suelo, o en el primer sondeo del día, aparece una inversión de radiación, es posible que a medida que avanza el día vaya desapareciendo hasta alcanzar una temperatura en el suelo tal que a partir de ella la convección tenga lugar libremente. Dicha convección puede favorecer la formación de nubes del tipo cúmulo o cumulonimbo. Para averiguar la base de las mismas se emplea el procedimiento siguiente:

Dado que la convección afecta a todo el estrato en el que inicialmente había inversión, es posible tomar como proporción de mezcla del mismo la media de las proporciones de mezcla de los puntos del sondeo contenidos en él, r_m . Sea H_1 el punto de intersección de dicha equisaturada y la curva de estado. Si desde él trazamos una adiabática seca hasta la presión correspondiente al suelo, obtendremos la temperatura de convección libre. Si r_m coincide se con la proporción de mezcla del estrato que va desde el suelo hasta H_1 , este nivel nos indicaría la posición de la base de las nubes. En caso contrario, es necesario averiguar la proporción de mezcla r_m , correspondiente a

todo el estrato en el que hay convección para la que se tomará la media entre la correspondiente al aire del nivel H_1 y la que ya se tenía, r_m :

$$r_m = \frac{r_{m1} + r_{m2}}{2}$$

El punto de intersección de la equisaturada r_m y la curva de estado proporciona el nivel de condensación y la base de las nubes en el caso de que a lo largo del día se alcance la temperatura t_m . A medida que ésta sea sobrepasada, la capa afectada por la convección aumenta de espesor, disminuyendo r_m y elevándose, por tanto, la base de las nubes.

En el caso de que el suelo esté mojado, debe tomarse como proporción de mezcla media en la inversión la máxima existente en la misma.

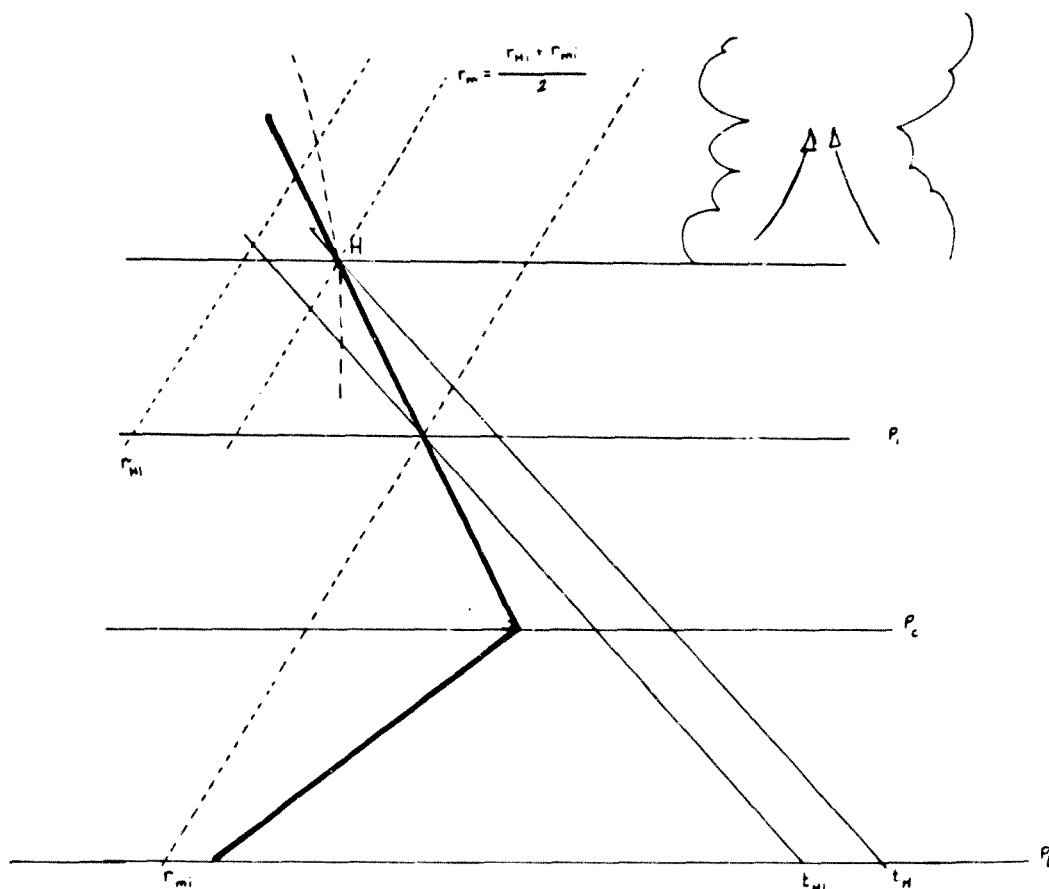


Fig.III.3.5. Obtención de la base de un cúmulo de evolución diaria.

III.4 Indices de estabilidad

A partir de un sondeo es posible averiguar el valor de unos determinados índices relacionados con la estabilidad y por tanto con la aparición de posibles chubascos o tormentas. Es importante resaltar que la mayor parte de ellos han sido confeccionados atendiendo a las condiciones favorables al desarrollo de tales episodios en Estados Unidos.

III.4.1 Índice de Showalter

Para su obtención se eleva una partícula desde el nivel de 850 hPa hasta el nivel de condensación por elevación, por una adiabática seca. Se continúa después por la pseudoadiabática hasta 500 hPa, lo que determina una temperatura, T_{ev} . La diferencia entre la observada a dicho nivel y ésta proporciona el índice de Showalter. En el fondo, no es más que una manera tosca de evaluar el área positiva o la diferencia de áreas.

$$SI = T_{ob} - T_{ev}$$

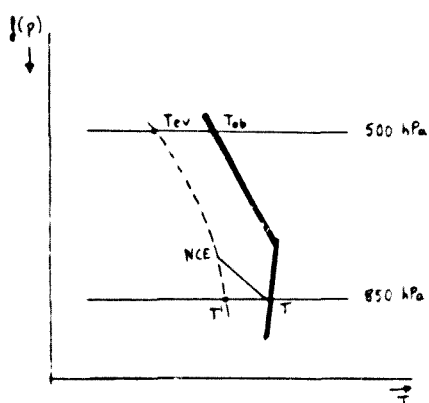


Fig.III.4.1. Obtención del índice de Showalter

Tabla III.4.1

$I > 3$...estabilidad
$3 > I > 0$...posibles chubascos
$0 > I > -3$...posibles tormentas
$-3 > I > -6$	riesgo elevado de tormentas fuertes
$-6 > I$...riesgo de tornados

III.4.2 Índice LI (índice de elevación)

Se trata de una modificación del índice de Showalter. En vez de partir del nivel de 850 hPa, se toma un punto representativo de los 100 hPa inmediatamente más próximos al suelo. Decker (1981) aconseja tomar una partícula cuya temperatura y punto de rocío sean la media de los primeros 50 hPa del sondeo, situarla a 25 hPa sobre el nivel del suelo y luego ascender hasta 500 hPa. El intervalo de valores sería igual al del caso anterior.

III.4.3 Indice K

A la temperatura a 850 hPa se le resta la temperatura a 500 hPa, lo que da una estima del gradiente vertical de temperatura. Se le suma luego la temperatura del punto de rocío a 850 hPa, lo que está relacionado con el contenido de vapor de agua a dicho nivel. Por último, se le resta la depresión del punto de rocío a 700 hPa, lo que refleja el espesor de la capa húmeda.

$$KI = T_{850} - T_{500} + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700})$$

La relación entre K y la probabilidad de tormentas en los Estados Unidos se indica en la siguiente tabla:

KI	15	15-20	21-25	26-30	31-35	36-40	40	
Prob. torm. %	0	< 20	20-40	40-60	60-80	80-90	90	Tabla III.4.2

III.4.4 Indice total de totales

Se utiliza básicamente para la predicción de tormentas intensas y tornados. A la temperatura a 850 hPa se le suma la del punto de rocío a dicho nivel y se le resta el doble de la temperatura a 500 hPa.

$$TT = T_{850} + T_{d850} - 2(T_{500})$$

% afectado de la zona

Tabla III.4.3

	Tormentas moderadas	Tormentas fuertes	Tormentas muy fuertes	Tornados
44	Actividad convectiva insignificante			
44-45	< 15	-	-	-
46-47	16-45	4-15	-	-
48-49	-	-	< 3	-
50-51	-	16-45	4-15	< 3
52	-	> 45	16-45	< 3

III.5.6 Indice de amenaza de mal tiempo (Sweat Index)

Este índice incorpora algunas propiedades cinemáticas. Para ello tiene en cuenta el viento a dos niveles y unas consideraciones sobre la dirección del mismo.

$$SWI = 12 * T_{d_{850}} + 20 * (TT - 49) + 2 * VV_{850} + VV_{500} + 125 * (S + 0.2)$$

donde el viento se expresa en nudos y S viene dada por la ecuación:

$$S = \text{sen} (dd_{500} - dd_{850})$$

En este caso hay que efectuar algunas restricciones:

- Si $TT < 0$ se considera $20 * (TT - 49) = 0$. En general ninguno de los términos debe ser negativo. Si así fuese se debería anular.
- $dd_{850} \notin [130^\circ, 250^\circ]$ ó $dd_{500} \notin [210^\circ, 310^\circ]$ entonces $S = 0$ y usualmente $125 * (S + 0.2) = 0$
- $VV_{500} < VV_{850} \Rightarrow S = 0$
- VV_{850} ó $VV_{500} < 15 \text{ kt} \Rightarrow S = 0$

La probabilidad de tornados o tormentas intensas se indica a continuación:

SWI	% tornados	% tormentas intensas
< 200	0	0
200-300	0	4
300-400	2	26
400-500	40	35
500-600	47	30
600-700	9	4
700-800	2	1

Tabla III.4.4

III.5.7 Indice de Fawbush-Miller

Es un índice semejante al de Showalter. Se toma la temperatura media del termómetro húmedo en el nivel medio de presión de la "capa húmeda", es decir, la comprendida entre la superficie y el nivel en el que la humedad relativa decrece por primera vez hasta el 65%. A partir de ese punto se asciende paralelamente a la pseudoadiabática hasta 500 hPa. La temperatura así obtenida se resta de la existente a dicho nivel, hallando el FMI.

FMI > + 1	condiciones relativamente estables
0 > FMI > -2	ligeramente inestable
-2 > FMI > -6	moderadamente inestable
-6 > FMI	fuertemente inestable

III.5 Diagramas de masa de aire (Tetagramas)

III.5.1 Introducción

Los tetagramas o diagramas de "masa de aire" fueron ideados por G.Schinze hacia 1925 e introducidos en Francia por Pône, siendo en la actualidad utilizados casi exclusivamente en este país. Como su nombre indica, pretenden clasificar las masas de aire atendiendo a los intercambios de calor, ya internos, ya con la superficie sobre la que se encuentran. A tal fin, se escoge como variable la temperatura potencial del termómetro húmedo, θ' .

Esta magnitud presenta ventajas tales como su invariancia a lo largo de una evolución adiabática o pseudoadiabática, su lenta variación en el tiempo dentro de una masa de aire dada, o bien acusa la ganancia o pérdida de energía con respecto al medio exterior, indicando su gradiente vertical el sentido del intercambio energético (θ' creciente con la altura significa intercambio en el sentido suelo-aire). Asimismo, la forma de las curvas obtenidas difiere mucho de una masa de aire a otra en esta representación. Debe tenerse en cuenta también que la estructura de cada masa de aire que aparezca en este tipo de representación dependerá también de la evolución experimentada los días anteriores.

III.5.2 Construcción del diagrama

La representación se efectúa en dos ejes ortogonales, utilizándose en ambos una escala lineal. En abcisas se inscriben las temperaturas potenciales (de 0°C a 20°C en intervalos de 2°C) y en ordenadas la presión (de 1000 hPa a 300 hPa en intervalos de 100 hPa, indicándose a veces el nivel de 850 hPa). Se trazan también la isoterma de 0°C y la isobara de 500 hPa. El conjunto se representa en el mapa, situando el origen sobre la estación para la que se ha obtenido y orientando el eje de abcisas en dirección Oeste-Este. De esta forma se puede tener una idea de la distribución y evolución de las diversas masas de aire.

Las curvas características en el tetagrama se obtienen a partir de la curva de estado y de la correspondiente a la temperatura del termómetro húmedo

do, descendiendo desde cada punto por la pseudoadiabática que pase por él hasta la presión de 1000 hPa. En el caso de la curva (P, T') , se obtiene la ya conocida temperatura potencial del termómetro húmedo θ' , mientras que en el caso de la curva de estado se obtiene la temperatura potencial que tendría el aire si a la misma P y T estuviese saturado, θ_s' . Así, cuando θ_s' tiende a θ' , significa que el aire tiende a la saturación, con lo que el intervalo entre las dos curvas viene a ser una magnitud que crece cuando crece la cantidad de vapor de agua que es necesario evaporar para que el aire se sature.

Para facilitar la interpretación se adopta el siguiente convenio:

- para $\theta_s' - \theta' > 10^\circ$
 - el intervalo entre 10°C y la curva (P, T') se colorea en rojo.
 - el intervalo entre la curva (P, θ_s') y la curva de estado se colorea en amarillo.
- para $\theta_s' - \theta' < 10^\circ$
 - el intervalo entre $\theta_s' = 10^\circ$ y la curva de estado se colorea en azul.
 - el intervalo entre la curva (P, θ_s') y la curva de estado se colorea en verde. (Fig.

III.5.3 Evolución y clasificación de las masas de aire

a. Aire frío

a.1 Masas de aire frío convectivamente estable tipo "R"

Se originan en las regiones polares y debido a su gran densidad presentan en superficie un campo de presiones anticiclónico. Dado que el suelo está más frío, la transferencia de calor aire-suelo únicamente puede ser por conducción o radiación. De ahí la denominación "masas de aire radiativas tipo 'R'".

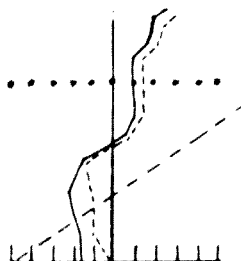


Fig.III.5.1. Diagrama de masa de aire correspondiente al sondeo de la izquierda.

Una vez se ha iniciado el movimiento de dicha masa debido al gradiente horizontal de presión, la agitación turbulenta aumenta el espesor de la inversión de superficie, disminuyendo simultáneamente el crecimiento de θ' con la altura. Se trata entonces de una masa de aire radiativa turbulenta, R_t .

Por lo que respecta a las nubes e hidrometeoros asociados a este tipo de masas se tiene en el caso de que la turbulencia sea nula, rocío o escarcha según sea la temperatura; niebla o estratos bajos si la turbulencia es débil y estratocúmulos cuando es más fuerte, pudiendo producirse lloviznas o cristales de hielo.

En este tipo de masas los vientos son regulares, aunque la velocidad puede variar rápidamente con la altura.

a.2 Masas de aire frío convectivamente inestables tipo "C"

A medida que las anteriores masas de aire evolucionan sobre suelos cada vez más calientes, se origina un intercambio de calor tierra-aire con una disminución rápida de θ' y θ , con la altura. La capa afectada por la convección es cada vez mayor, obteniéndose una masa de aire convectiva tipo "C". En este caso, los movimientos verticales sinópticos así como la convergencia y divergencia horizontales pueden modificar los efectos de la convección. Se distingue entonces entre tres subclases.

a.2.1 Masas de aire convectivas normales, C_n :

El intercambio de calor se hace de abajo a arriba, con lo que decrece con la altura, más en el caso de que se trate de evolución continental. En este último además las dos curvas están más alejadas, ya que el calentamiento se produce sin evaporación de agua. Dado que la convección se desarrolla más fácilmente en aire húmedo, el decrecimiento de θ' será menor cuando se trate de una evolución marítima.

En este tipo el desarrollo de las nubes está ligado esencialmente a dos factores: el primero es la diferencia de temperaturas entre la masa de aire y la superficie subyacente, ya que cuanto mayor sea, más fácilmente se desarrollarán los cúmulos, pudiendo dar lugar a fuertes tormentas (cuando se habla de temperatura θ' de la masa

de aire se considera, en el caso C, la más baja registrada en el diagrama). Tal diferencia de temperatura adquiere un aspecto particular en la evolución sobre el continente, implicando una importante variación diurna de las nubes de convección. El segundo factor estriba en la existencia de fuentes de vapor de agua. Si la evolución se efectúa sobre un suelo seco, se producirá una elevación progresiva de la base de las nubes, que acabarán por desaparecer; mientras que si es marítima, los efectos de evaporación y de aumento de la temperatura tienden a contrarrestarse (la experiencia demuestra que en la mayor parte de los casos este último domina, produciendo un ascenso lento de la base de las nubes).

En general, los vientos son irregulares, registrándose una variación lenta de la velocidad media con la altura.

a.2.2 Masas de aire convectivas sometidas a convergencia, C_c

La convergencia favorece el transporte de calor, con lo que el decrecimiento es menor. Si la evolución tiene lugar sobre una superficie continental, la curva θ' se aproxima a θ' con la altura, debido a que el ascenso en las capas superiores las conduce a la proximidad de la saturación.

Dado que la convergencia horizontal favorece la convección, las nubes se desarrollarán más que en el caso anterior, produciéndose cúmulos congestus y cumulonimbos. Consecuentemente, las lluvias serán más intensas y frecuentes. Asimismo, los factores que interviene en el caso C_n también deben considerarse en éste.

El viento es muy irregular, variando muy lentamente su velocidad media con la altura.

a.2.3 Masas de aire convectivas sometidas a divergencia, C_d

La divergencia horizontal facilita la convección en las capas superiores, mientras que en las proximidades del suelo apenas varía. Existe por tanto una capa de detención de la convección, distinguiéndose dentro de la masa de aire dos partes:

- capa convectiva análoga al caso C_n, en la parte baja.
- capa estable, seca, con fuerte decrecimiento inicial de θ'

θ' que luego permanece prácticamente constante.

Naturalmente, las diferencias entre evolución marítima y continental sólo se evidenciarán en la capa baja.

Dado que encima de la capa convectiva se sitúa una capa subsidente seca y estable, las nubes de convección estarán caracterizadas por un desarrollo vertical limitado, produciéndose estratocúmulos, cúmulos "humilis" o "mediocris". Los factores comentados para los otros dos tipos convectivos son válidos también aquí.

En este caso es notable la discontinuidad del viento en el nivel de la superficie de subsidencia.

b. Aire caliente

A medida que las masas de aire se dirigen hacia latitudes mayores, van situándose sobre superficies cuya temperatura es próxima o inferior a la suya, con lo que los intercambios de calor con las mismas son cada vez más débiles y lentos, prevaleciendo los que tienen lugar dentro de la propia masa de aire y que pueden ser por ascensos en bloque o por intercambio turbulento. Dado que la evolución depende sólo de la cinemática del movimiento, se denominan "masas de aire de carácter cinemático tipo K". Análogamente al tipo C deben distinguirse tres subtipos.

b.1 Masas de aire sometidas a divergencia horizontal, K_d (o subsidentes)

Como consecuencia de la subsidencia y de la escasa diferencia de temperatura con la superficie subyacente, los intercambios de calor son prácticamente nulos o muy lentos, lo que implica que θ' apenas varía, mientras que θ , sí se modifica. Una subsidencia adiabática provoca un crecimiento de ésta última, con lo cual la curva de estado se aleja de la del termómetro húmedo.

La estructura de estas masas depende sobre todo del estado inicial previo a la subsidencia, aunque lo más común es que provengan de masas del tipo C_d o C_n , permaneciendo entonces convectivamente inestables si bien en estado latente.

En general estas masas de aire están desprovistas de nubes y en ellas se observan vientos fuertes.

b.2 Masas de aire sometidas a convergencia horizontal o a un ascenso sinóptico, K_c

Cuando hay convergencia horizontal, los intercambios internos de calor son favorecidos, pudiendo llegar a establecerse la convección. Esencialmente, se traduce en un ascenso de las capas superiores que se acercan a la saturación, con lo cual la curva de estado se aproxima progresivamente a la del termómetro húmedo.

Es posible pasar de una configuración K_c a una K_c , elevando la masa de aire, ya sea por una cuña de aire más frío o por una cadena montañosa.

Tales masas de aire están caracterizadas en principio por una inestabilidad convectiva latente que se transforma por la convergencia en inestabilidad selectiva.

La convección desarrollada, inicialmente en estado latente, da lugar a formaciones nubosas de carácter tormentoso. Su altura depende de la estructura inicial de la curva θ' . Es frecuente que los sondeos del tipo K_c presenten una estructura foliácea caracterizada por una curva θ' muy irregular, resultado de la superposición de masas de aire del tipo K_c o C_d . Al desarrollarse la convergencia horizontal se forman capas nubosas estables (bancos de altoestratos) o inestables (altocúmulos), constituyendo el típico cielo pretormentoso. Si la convergencia continúa, se desarrollan cúmulos o cumulonimbos, que debido a la cantidad de energía disponible dan lugar a tormentas muy violentas. Es característico de estas masas de aire la abundancia de parásitos radioeléctricos.

Generalmente, se trata de masas de movimiento lento, aunque en su interior se registran rachas de viento debidas al desarrollo de movimientos verticales intensos.

b.3 Masas de aire caliente convectivamente estables tipo K_m

Como consecuencia de los intercambios caloríficos y de vapor de agua, la masa de aire se va homogeneizando, con lo que tanto la curva θ' como la de estado adoptan un aspecto semejante próximo a una pseudoadiabática. Se habla entonces de masa de aire "cinemática de mezcla K_m " y caracteriza las precipitaciones ya viejas.

Sólo si existe una convergencia horizontal suplementaria que provoque la condensación en las partes superiores pueden formarse nubes que generalmente se distribuirán en capas.

El rozamiento y la cizalladura tienen menos importancia que en las masas de aire convectivas, con lo que se caracterizan por vientos bastante regulares.

c. Masas de aire de origen montañoso, M

Estas no deben confundirse con los restantes tipos, si bien se parecen bastante a las del tipo R. En las partes más elevadas de las regiones montañosas el aire alcanza, sobre todo de noche y en invierno, temperaturas muy bajas, descendiendo consecuentemente por las laderas de las montañas y acumulándose en los valles, pudiendo llegar a constituir una gruesa capa. En tal caso, θ' crece lentamente con la altura, presentando valores muy bajos en superficie, mientras que, debido a la subsidencia, θ' y θ'_s se alejan ligeramente.

d. Enfriamiento de las capas bajas

Cuando una masa de aire cálido se sitúa sobre una superficie fría, se produce una inflexión de θ' dirigida hacia las bajas temperaturas en la vecindad del suelo. Si la masa se está moviendo, se engendra turbulencia, lo que implica transporte de calor hacia abajo, con lo que, si bien θ' baja en la vecindad de la superficie, luego crece rápida y regularmente para adaptar la configuración inicial. Si permanece estacionaria sobre la superficie fría, desaparece la turbulencia y sólo las capas muy bajas se enfrían, apareciendo muchas veces inversión de temperatura (un caso típico en el enfriamiento nocturno).

Para distinguirlos se utilizan subíndices suplementarios, "r" en el caso de que esté en movimiento e "i" en caso contrario.

La advección de masas cálidas sobre una superficie fría y el enfriamiento turbulento de las capas bajas puede provocar la formación de nieblas o estratos.

Por lo que respecta al viento, se caracterizan por viento débil en superficie que aumenta rápidamente con la altura. En el caso de

Tabla III.5.1

TABLA RECAPITULATIVA DE LOS PRINCIPALES TIPOS DE MASAS DE AIRE

Tipo	Diagrama	Nubes internas	Nubes de ascensión frontal	Localización con respecto a los centros de acción
R		<p>claro o ≡ cu -</p>	<p>Altostratus</p>	<p>Anticiclones fríos continentales</p>
C _n		<p>Da según el espesor</p>	<p>nubosidad creciente en D después</p>	<p>Centro de las invasiones frías</p>
C _n		<p>Da según el espesor</p>	<p>nubosidad creciente en D o A después</p>	<p>Borde izquierdo ciclónico (sentido del movimiento de las invasiones frías)</p>
C _s		<p>CoD</p>	<p>honda en seguida hacia el tipo Cn luego Co</p>	<p>Borde derecho anticiclónico (sentido del movimiento de las invasiones frías)</p>

Tabla III.5.1

TABLA RECAPITULATIVA DE LOS PRINCIPALES TIPOS DE MASAS DE AIRE (cont.)

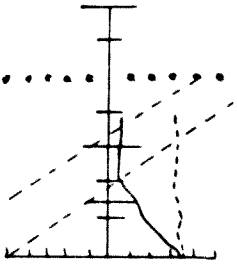
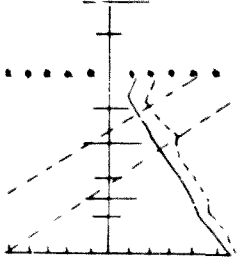


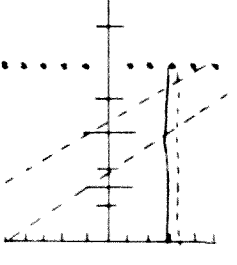



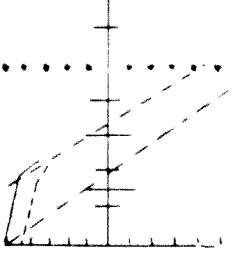

Tipo	Diagrama	Nubes internas	Nubes de ascendencia frontal	Localización con respecto a los centros de acción
K _d		claro	Tiende al tipo Kc luego al Km	Anticiclones cálidos y al S de tales anticiclones
K _c		nubes medias tormentosas y 	 mezcladas con nubes en capa	Del SW al NW de los anticiclones cálidos
K _m		 de advección y 	 típico	Sectores cálidos de perturbaciones al SE y al S de los centros de baja presión
M		a menudo 		En los valles o en las llanuras vecinas a las regiones montañosas importantes

Tabla III.5.2

PRINCIPALES VARIANTES

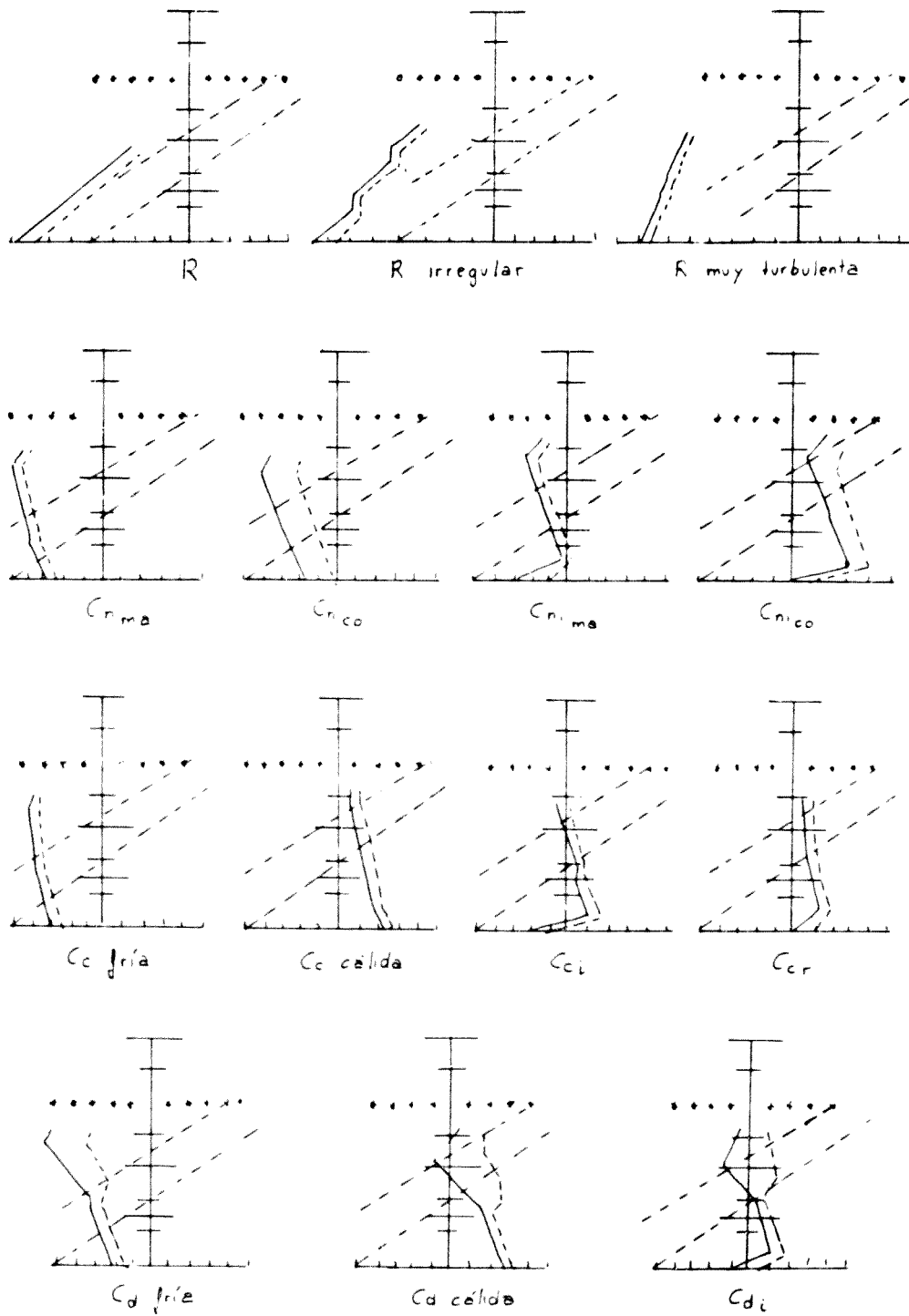
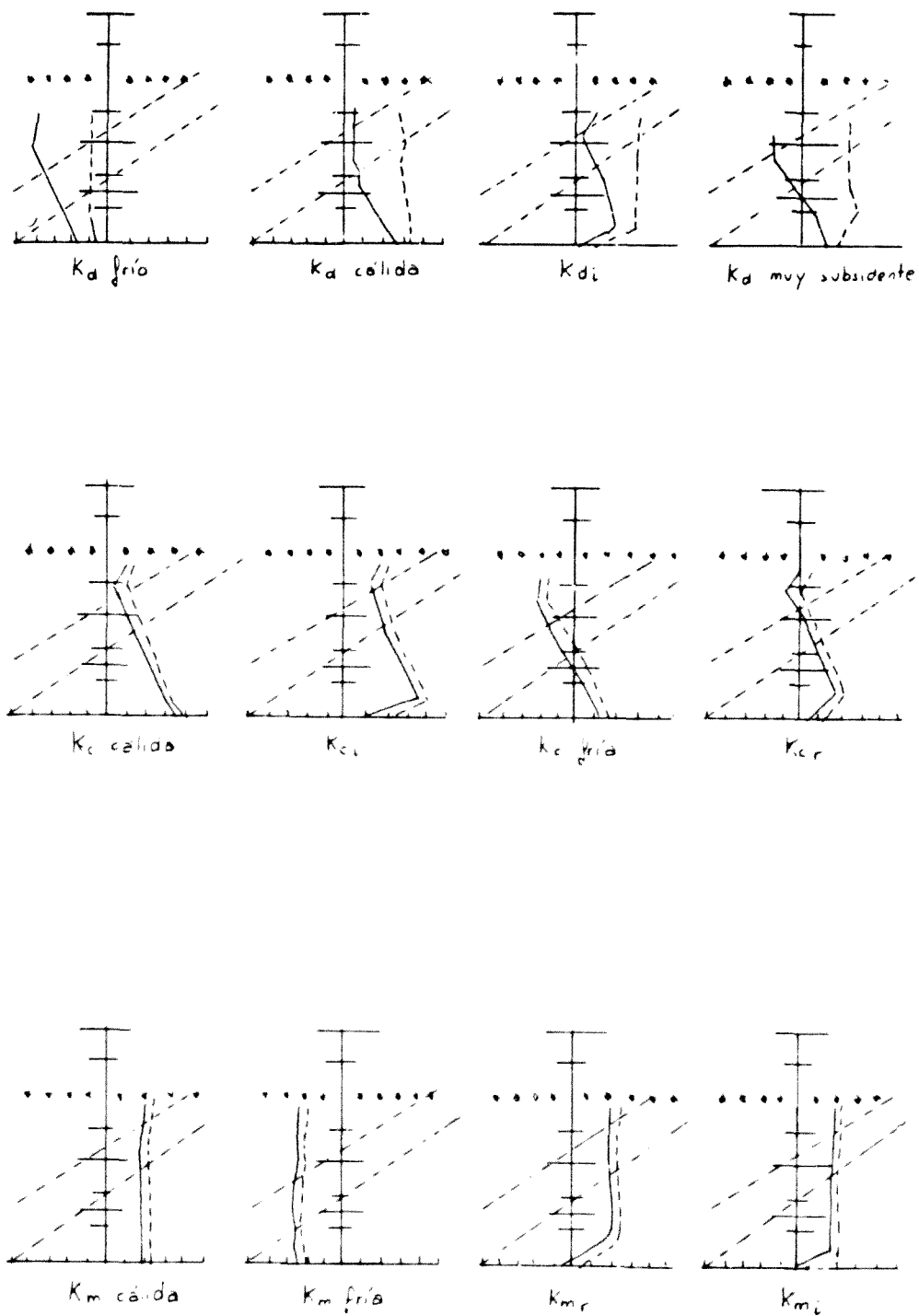


Tabla III.5.2

PRINCIPALES VARIANTES (cont.)



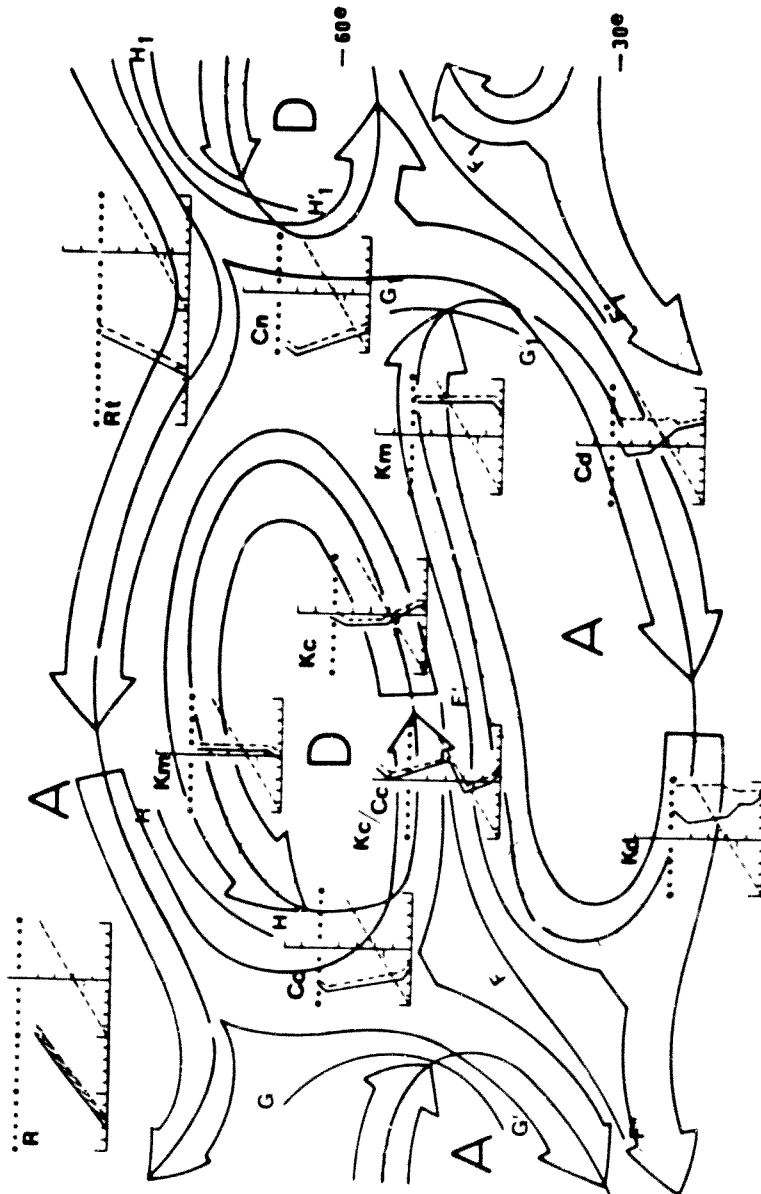


Fig.III.5.2. Distribución de los diferentes tipos de masas de aire

inversión nocturna es frecuente que la capa más baja se halle en reposo, observándose entonces una variación diurna importante del viento en la vecindad del suelo.

III.5.4 Localización de las masas de aire con respecto a los centros de acción

En las tablas III 51-III 52 se muestra esquemáticamente la evolución y distribución de los diferentes tipos de masa de aire, mientras que en la figura III.5.2 se presenta la configuración de una invasión fría.

La masa R adquiere a medida que se sitúa sobre superficies más cálidas una configuración del tipo C, que será C_e en la vecindad de la depresión, C_d en la del anticiclón y C_n en la parte central de la invasión fría. A medida que la masa C_d bordea el anticiclón, va adquiriendo mayor estabilidad, habiéndose transformado ya al situarse en el borde occidental en una masa del tipo K_d . Lo mismo pasará en el borde oriental de la depresión, en el que dominará el tipo K_e . Estos dos últimos tipos darán lugar cuando la perturbación sea ya vieja a masas del tipo K_m .

III.6 Análisis de cinco grupos de radiosondeos

Se han seleccionado cinco episodios en los que se registraron inundaciones en Cataluña, tomándose los radiosondeos de las 00 TMG y de las 12 TMG de Mallorca. Las fechas elegidas han sido:

23 al 25 de Septiembre de 1962
 18 al 20 de Septiembre de 1971
 16 al 19 de Octubre de 1977
 5 al 9 de Noviembre de 1982
 5 al 9 de Noviembre de 1983

Se han analizado todos los aspectos comentados en la introducción teórica previa y posteriormente se ha estudiado cada episodio por separado.

Para clasificar cada radiosondeo se utilizará a partir de ahora la clave DDMAAH, donde DD indica el día, M la inicial del mes, AA las dos últimas cifras del año y H la hora, equivaliendo 1 a las 00 TMG y 2 a las 12 TMG. En el capítulo posterior, cuando se efectúa el estudio del episodio de 1982 la primera D corresponde a la inicial de la estación, con la salvedad de Mallorca para la que se utiliza el número 0.

III.6.1 Estudio de los índices de estabilidad

La aplicación de los índices de estabilidad a los cinco episodios en que se disponía de radiosondeos, proporciona unos resultados poco satisfactorios, ya que en general no aprecian los intensos fenómenos convectivos que tuvieron lugar.

El peor de todos es el "Índice de amenaza de mal tiempo" o Sweat Index, que sólo en 8 de los 40 sondeos da una probabilidad de tormentas fuertes del 4% y en uno, del 25% como indica la figura III.6.1. Este índice fue creado especialmente para Estados Unidos y da una notable importancia a la dirección y velocidad del viento en altura para tratar de caracterizar la advección de aire cálido y húmedo del Golfo, etc.

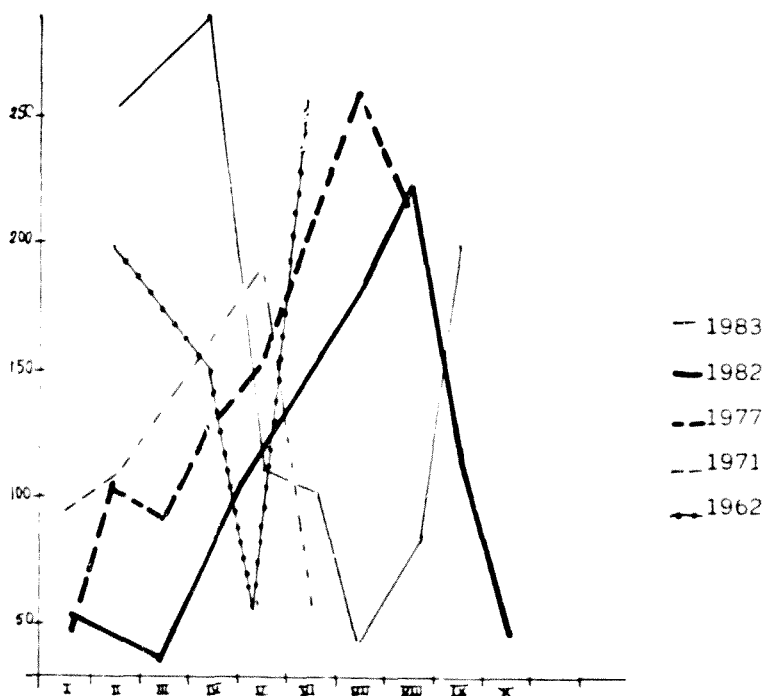


Fig. III.6.1. Evolución del Sweat Index. Los números romanos indican el número del radiosondeo

Para obtener valores altos debería existir viento del Sur-Suroeste a 850 hPa y del Oeste-Noroeste a 500 hPa, condiciones que muy pocas veces se dan en nuestra área de interés y que además carecerían de un significado relevante. Por el contrario, la mayor parte de las situaciones aquí estudiadas tienen lugar con viento del componente Oeste o Sur en altura y del Este en superficie. De los nueve casos en que indicó un cierto riesgo de tormentas sólo tres (245621, 06N831 y 06N832) registraron fuertes lluvias.

El índice de totales proporciona en todos los casos valores comprendidos entre 39 y 51, correspondiendo casi la mitad a "actividad convectiva insignificante". Esto sucede principalmente en los episodios de 1962 y 1971 para los que sólo en dos ocasiones se indican "tormentas moderadas en menos de un 15% de la zona". En cuanto a la posibilidad de tormentas muy fuertes, aparece sobre todo en los episodios de 1977 (días 18 y 19) y 1983 (días 6 y 7). En el de 1982 el valor más alto corresponde al día 5 a las 00 TMG cuando no se registraron tormentas fuertes hasta el día 7, volviéndose a alcanzar un valor alto el día 9 a las 12 TMG, cuando la situación prácticamente ya había acabado. (Fig. III.6.2)

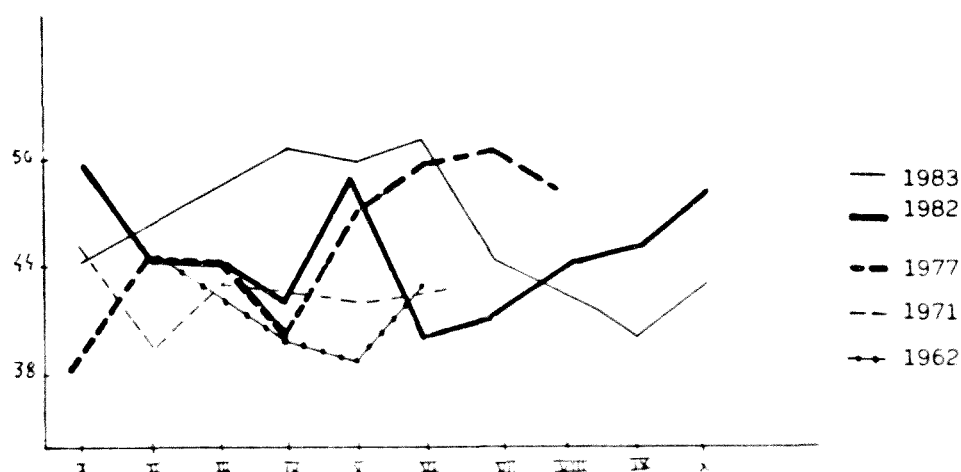


Fig.III.6.2. Evolución del índice de totales. Los números romanos indican el número del radiosondeo contado desde el primer día a las 00 TMG (osea 2 días antes de las lluvias más intensas)

Del índice K apenas se dispone de información en los episodios de Septiembre. En las inundaciones de 1977 indica los mayores porcentajes cuando las lluvias ya empiezan a menguar, lo que también sucede en las de 1982, caso en el que no da un porcentaje del 40-60 hasta unas 12 horas después de haberse iniciado las lluvias en Cataluña. En cuanto a las de 1983, aunque los porcentajes no son muy elevados sí son más coherentes, ya que empezaron a ser significativos el día anterior a las lluvias (no debe olvidarse que el radiosondeo corresponde a Palma) y dejaron de serlo cuando éstas empezaron a debilitarse. (Fig.III.6.3).

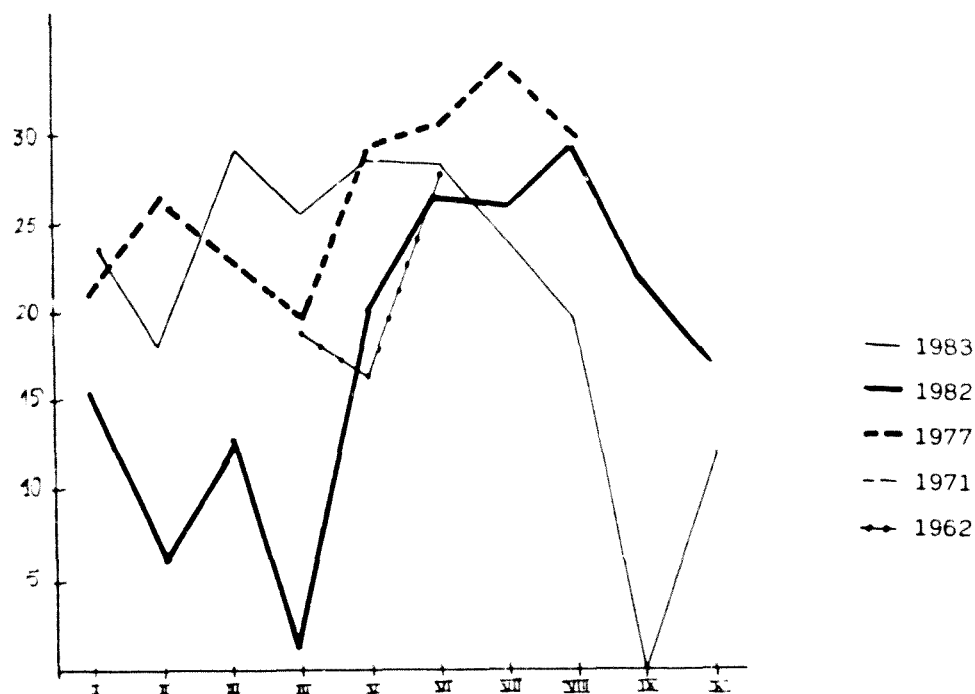


Fig. III.6.3. Evolución del índice K.

El índice de Showalter sólo indica la posibilidad de chubascos en once ocasiones y en una, la de tormentas. Además, en varios casos, la indica cuando el episodio estaba finalizando o había acabado. La evolución que registra solamente es coherente en el episodio de 1983. Si bien hay diferencias geográficas entre el lugar del radiosondeo y el lugar de los episodios, tales resultados no quedan justificados.

Por último, el índice de elevación (fig. III.6.4) es el que proporciona mejores resultados. La única diferencia con el índice de Showalter estriba en que el de elevación tiene en cuenta la capa próxima al suelo (esto induce a pensar en el efecto estabilizador del mar). En las inundaciones de 1983, la evolución observada concuerda bastante con la evolución del episodio, lo que no sucede en los restantes casos, sobre todo en los de 1962 y 1971. Llama la atención el "riesgo de tornados" que este índice anuncia en tres de los episodios cuando ya han alcanzado el estado "maduro" o incluso han finalizado.

Es interesante observar que los índices de estabilidad proporcionan un peor resultado en los episodios correspondientes a Septiembre, mejorando sucesivamente en Octubre y Noviembre, lo que puede ser debido a que en estos

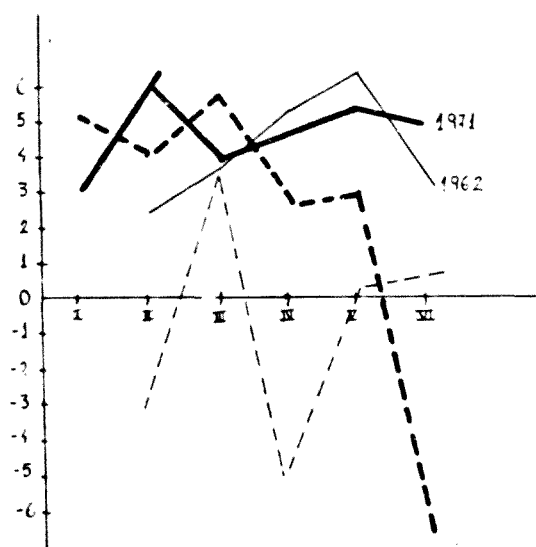
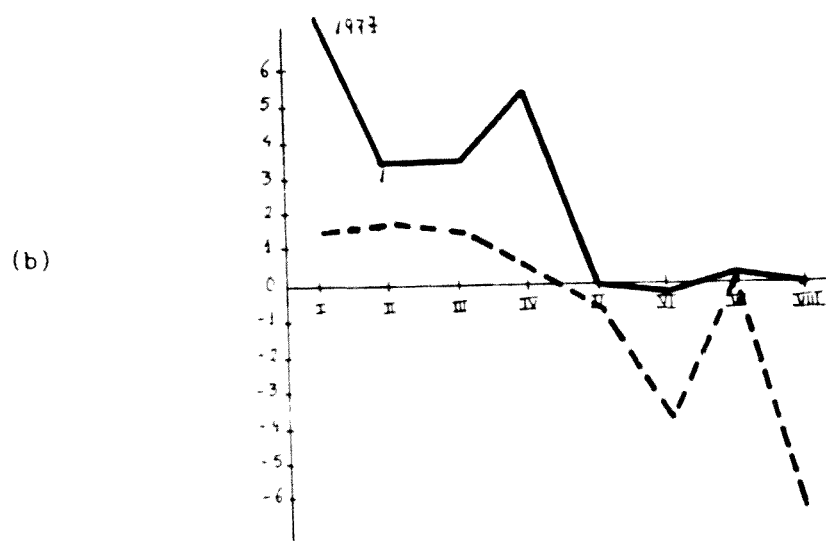
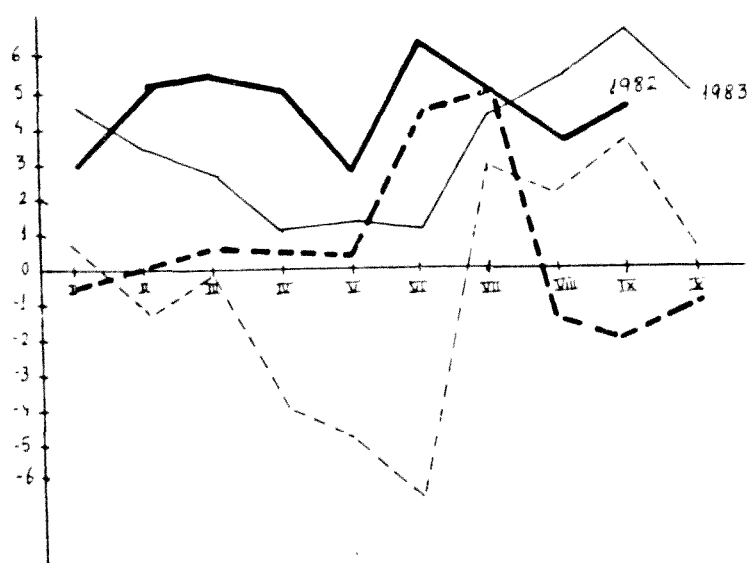


Fig.III.6.4. Evolución del índice de Showalter (línea continua) y del índice de elevación (línea a trazos).

(a)



(b)



(c)

meses las condiciones sean más parecidas a las de los Estados Unidos.

Si se comparan con los valores indicados en diversas inundaciones que tuvieron lugar en EE.UU. (Wojtiw, 1981; Maddox, 1979; Cánova, 1980, etc) resultan ser considerablemente inferiores en valor absoluto. En aquellos casos el índice oscilaba en torno a +40, cuando aquí no supera los +34 y su valor medio es de +25 aproximadamente; el de Showalter rondaba -5, frente a -0,2 que es el valor más bajo alcanzado aquí; el LI, en cambio, se aproxima más e incluso llega a superarse, alcanzando -6,3. Con respecto a los modelos propuestos por Maddox y otros (Maddox, 1979, 1980; Miller, 1972), de los que se habló en el primer capítulo, los resultados son análogos, es decir, las situaciones allí descritas se parecen muy poco a las de aquí.

III.6.2 Masa de agua precipitable y humedad

La humedad en la baja troposfera es en todos los episodios considerablemente superior a la media (fig.III.6.5 — III.6.28 obtenida para un período de 10 años (Ramis, 1976). Asimismo, se observa que prácticamente en la totalidad de los sondeos aparece una capa de aire más húmedo (probablemente debida a advección de aire marítimo) en torno a 900 hPa que en la capa inmediata al suelo. Por encima de dicha capa húmeda suele situarse otra constituida por aire más seco. En algunos casos, la humedad en la alta troposfera tiene valores mucho más pequeños que la media correspondiente, dando cuenta de la presencia de capas de aire extraordinariamente seco. Lamentablemente, en los episodios de Septiembre no se dispone de los sondeos completos, con lo que no es posible comprobar si esta característica se da también en ellos.

Por lo que respecta a la masa de agua precipitable, en los casos en que el sondeo llega a 300 hPa se ha calculado su valor total entre el suelo y dicho nivel, en tanto que en aquellos en que no se disponía de todo el sondeo se ha calculado hasta donde había datos de humedad (Tab.III.6.1). Comparando luego con la masa de agua precipitable del sondeo medio para el mismo mes y hora (Ramis, 1976), se observó que, a excepción de 1971, la obtenida en tales episodios está por encima del 100% de la media (en este caso se ha tomado como base el nivel de 1000 hPa). En cuanto a la evolución experimentada a lo largo del episodio, suele haber un aumento hasta el día en que se registran las lluvias más fuertes para luego disminuir. (Figs.III.6.29-III.6.30).

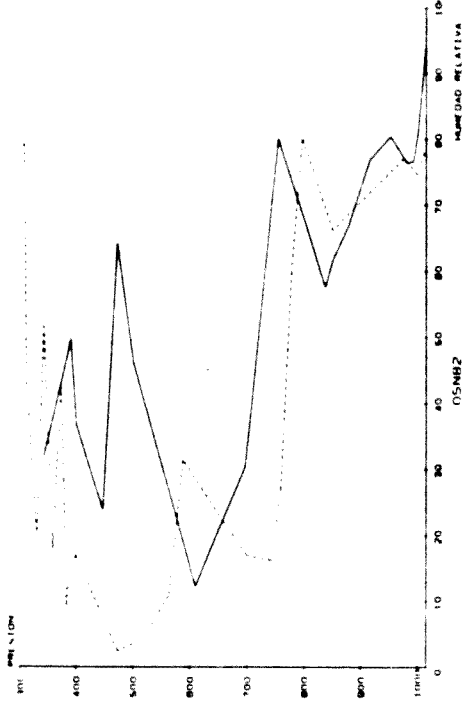


Fig.III.6.6. 5 de Noviembre de 1982

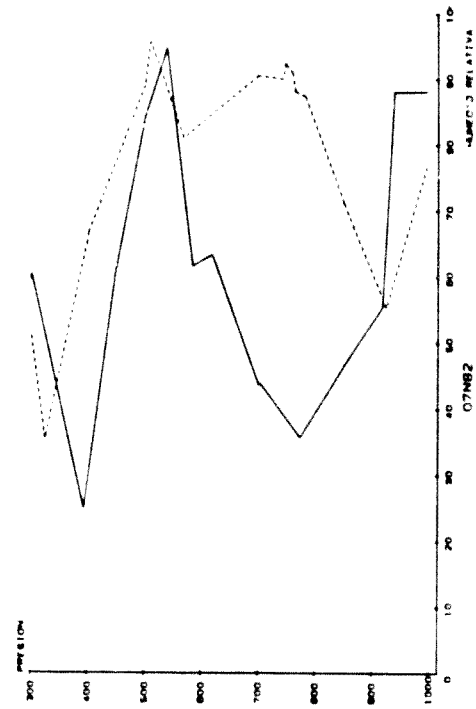


Fig.III.6.8. 7 de Noviembre de 1982

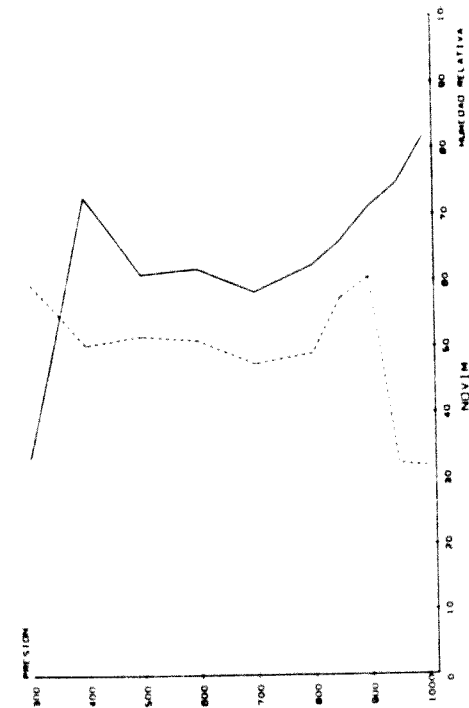


Fig.III.6.5. Humedad en el sondeo medio de Noviembre

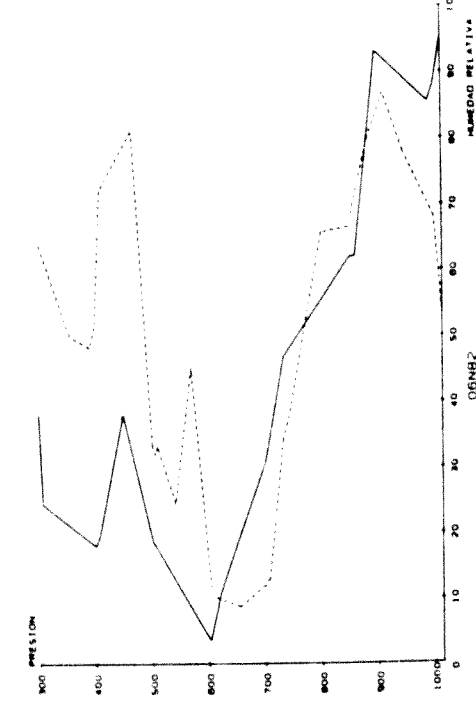


Fig.III.6.7. 6 de Noviembre de 1982

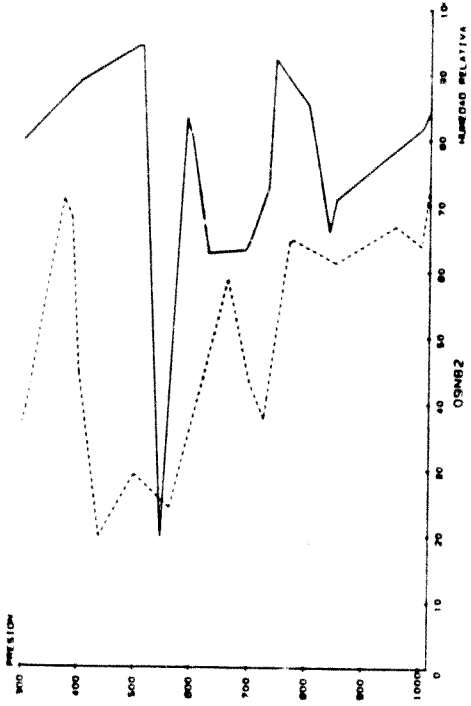


Fig.III.6.10. 9 de Noviembre de 1982

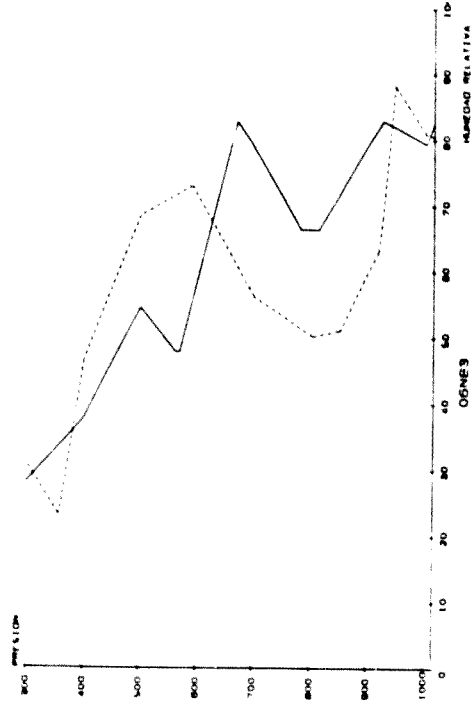


Fig.III.6.12. 6 de Noviembre de 1983

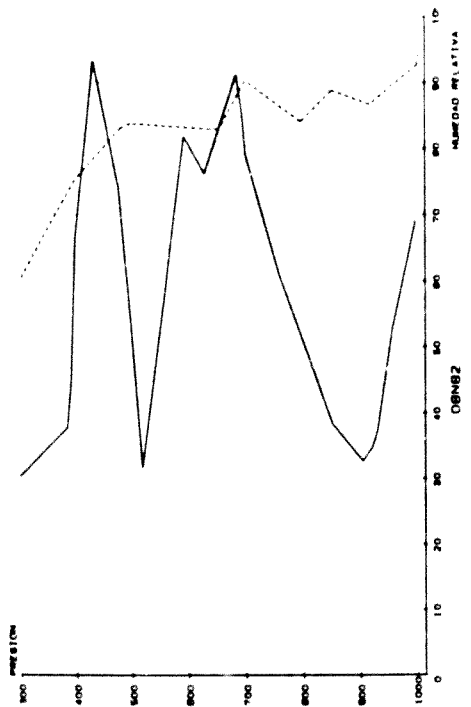


Fig.III.6.9. 8 de Noviembre de 1982

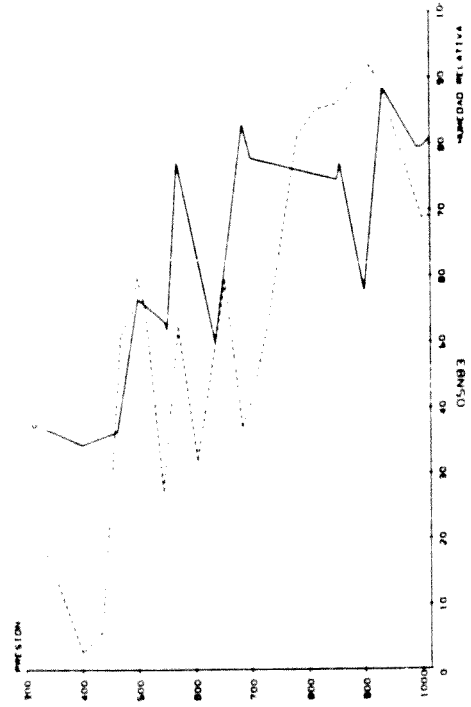


Fig.III.6.11. 5 de Noviembre de 1983

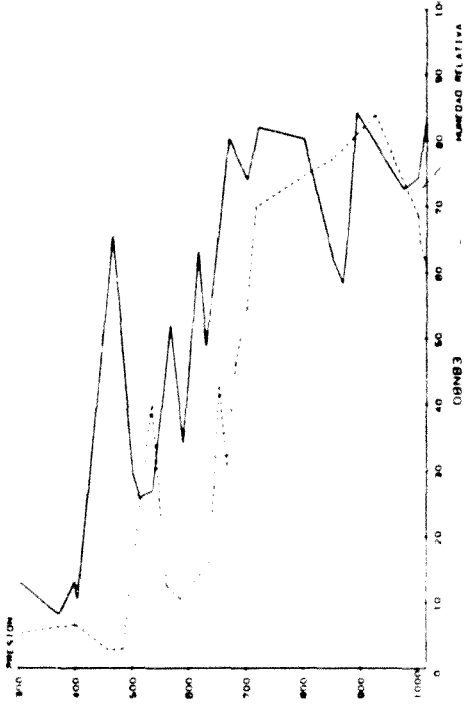


Fig.III.6.14. 8 de Noviembre de 1983

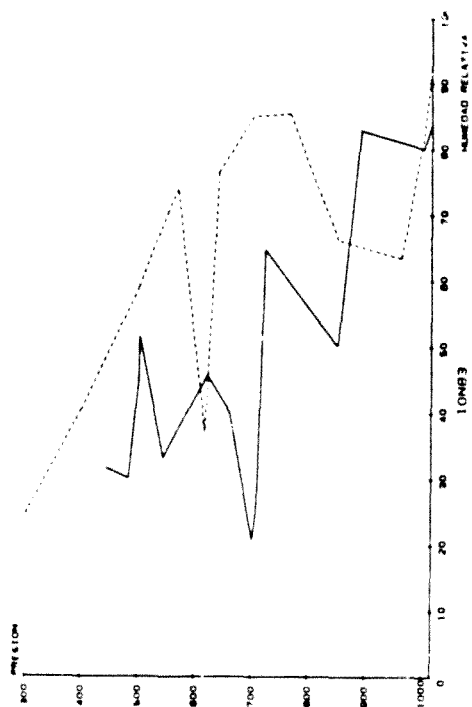


Fig.III.6.16. 10 de Noviembre de 1983

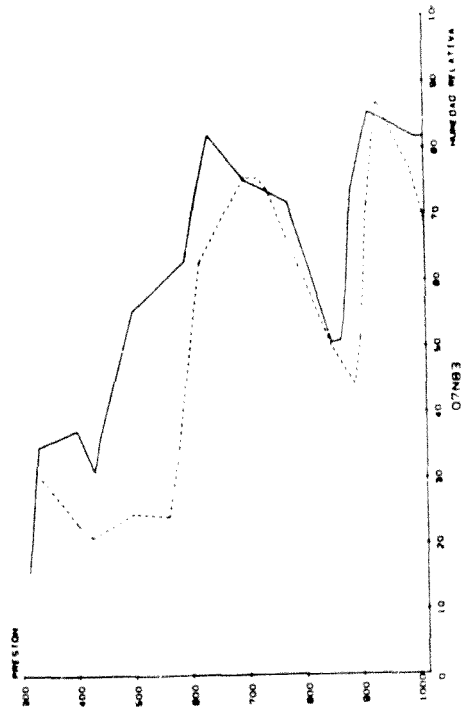


Fig.III.6.13. 7 de Noviembre de 1983

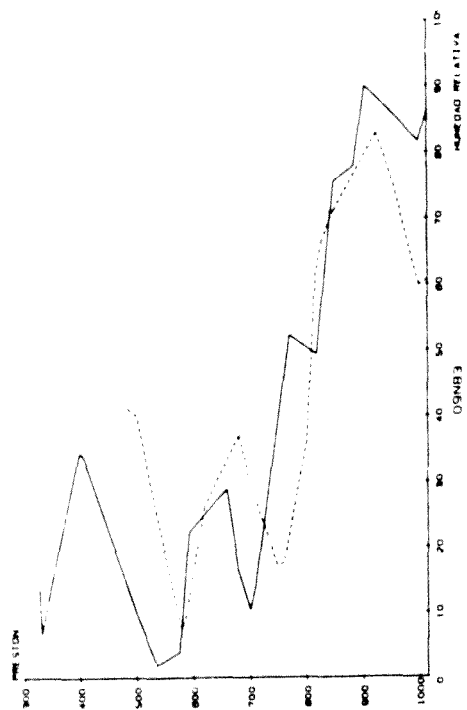


Fig.III.6.15. 9 de Noviembre de 1983

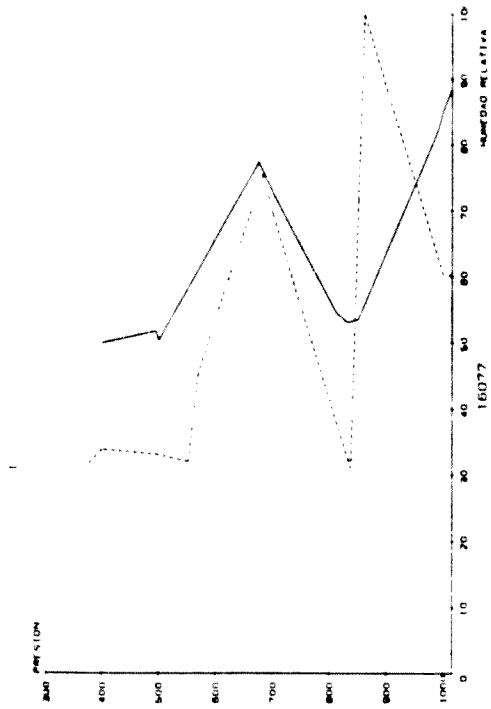


Fig. III.6.18. 16 de Octubre de 1977

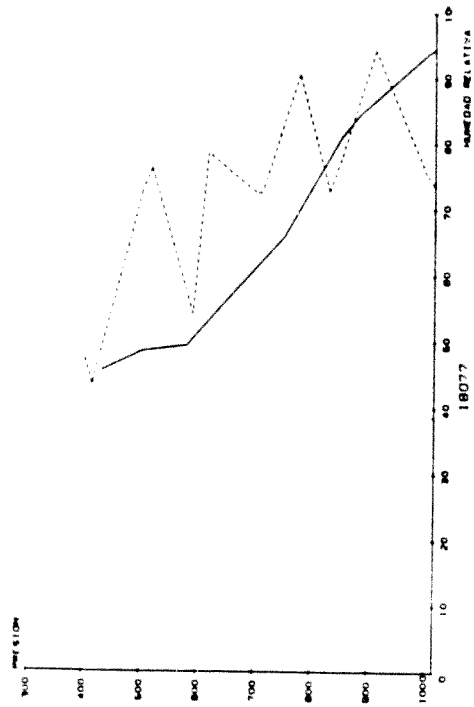


Fig. III.6.20. 18 de Octubre de 1977

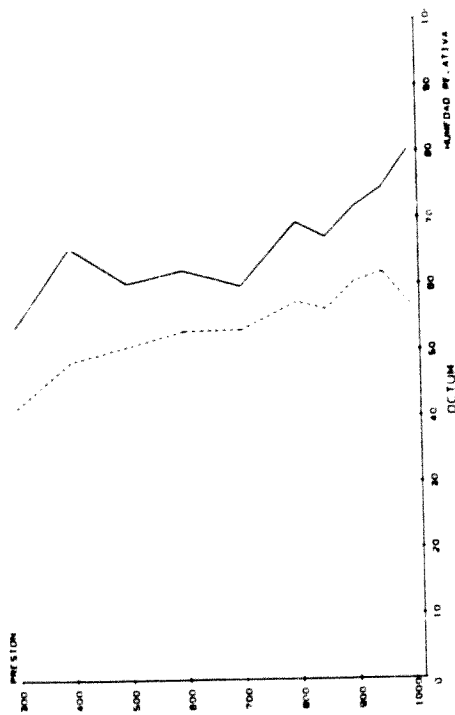


Fig. III.6.17. Humedad en el sondeo medio de Octubre

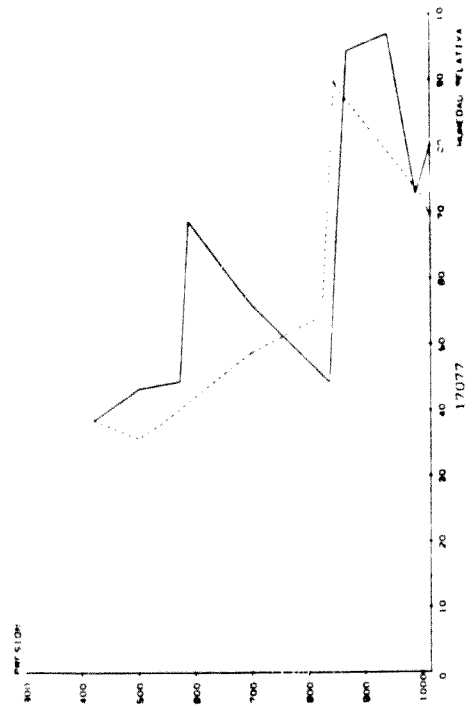


Fig. III.6.19. 17 de Octubre de 1977

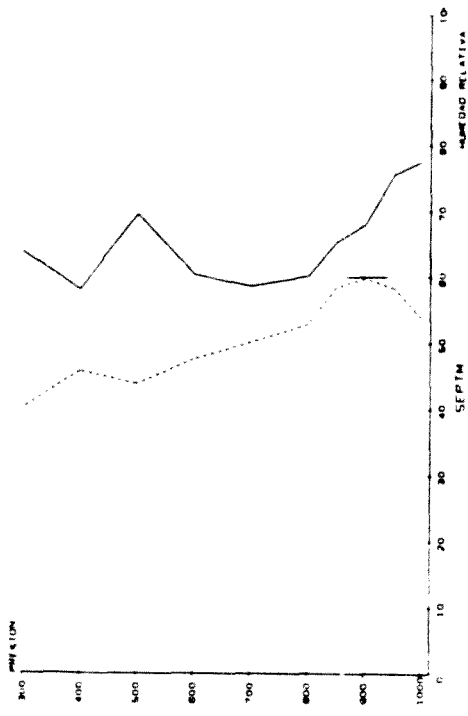


Fig.III.6.22 Humedad en el sondeo medio de Septiembre

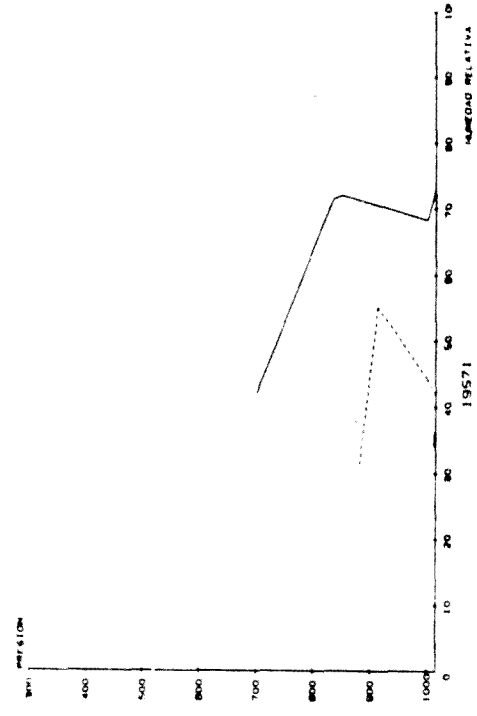


Fig.III.6.24 19 de Septiembre de 1971

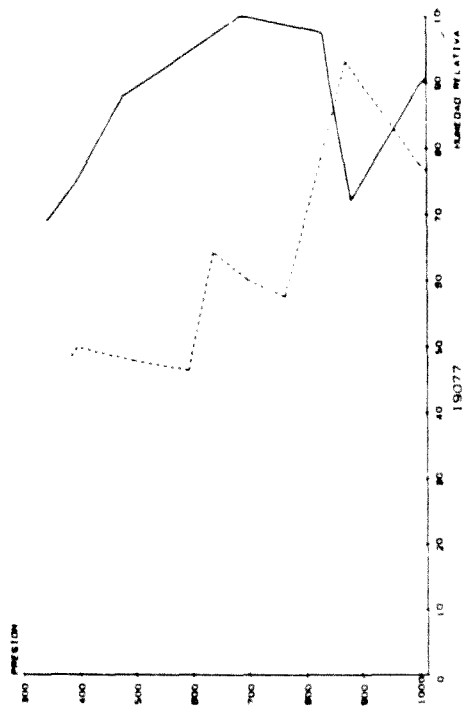


Fig.III.6.21. 19 de Octubre de 1977

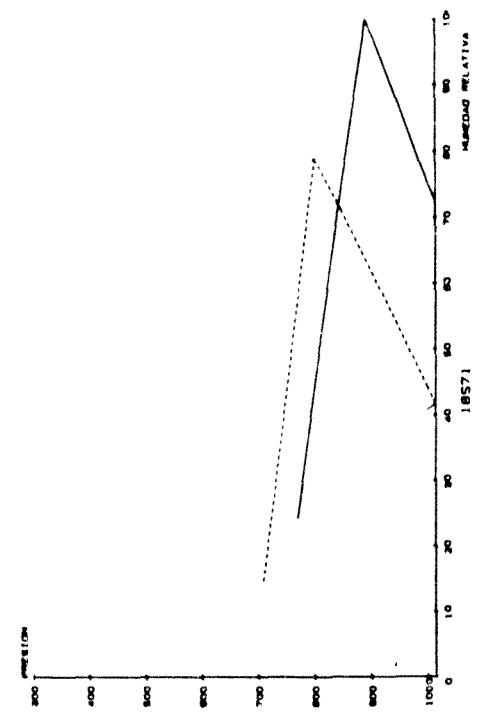


Fig.III.6.23. 18 de Septiembre de 1971

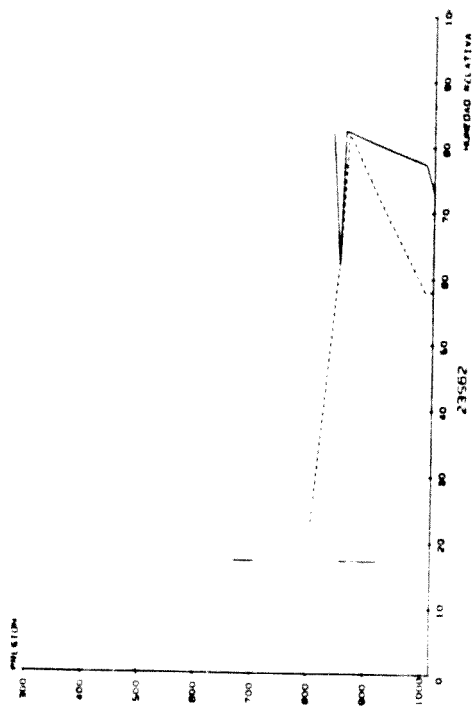


Fig. III.6.26. 23 de Septiembre de 1962

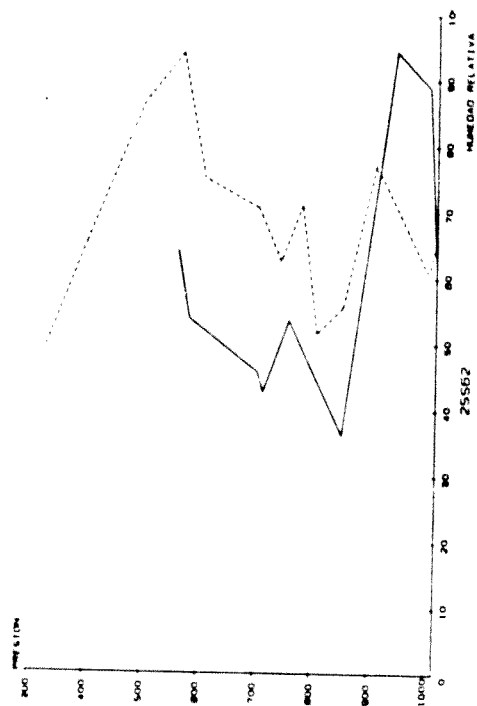


Fig. III.6.28. 25 de Septiembre de 1962

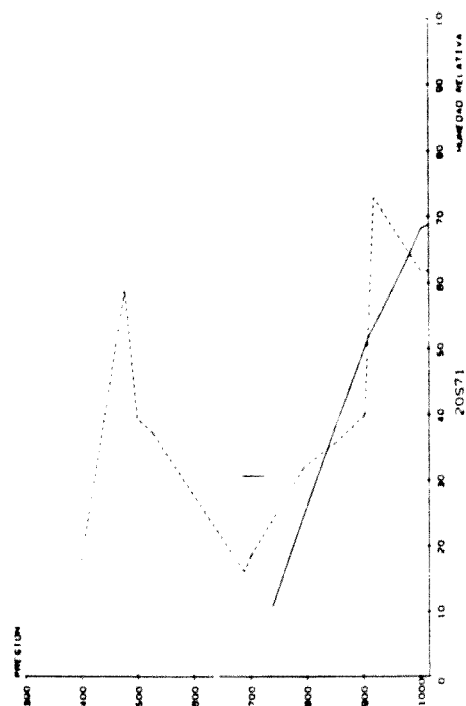


Fig. III.6.25. 20 de Septiembre de 1971

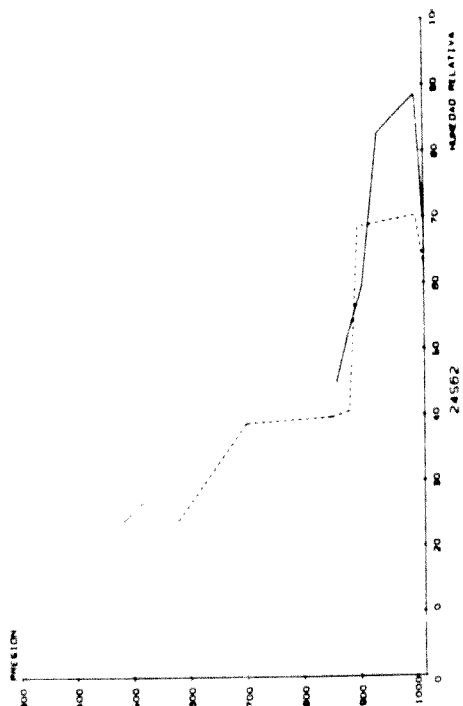


Fig. III.6.27. 24 de Septiembre de 1962

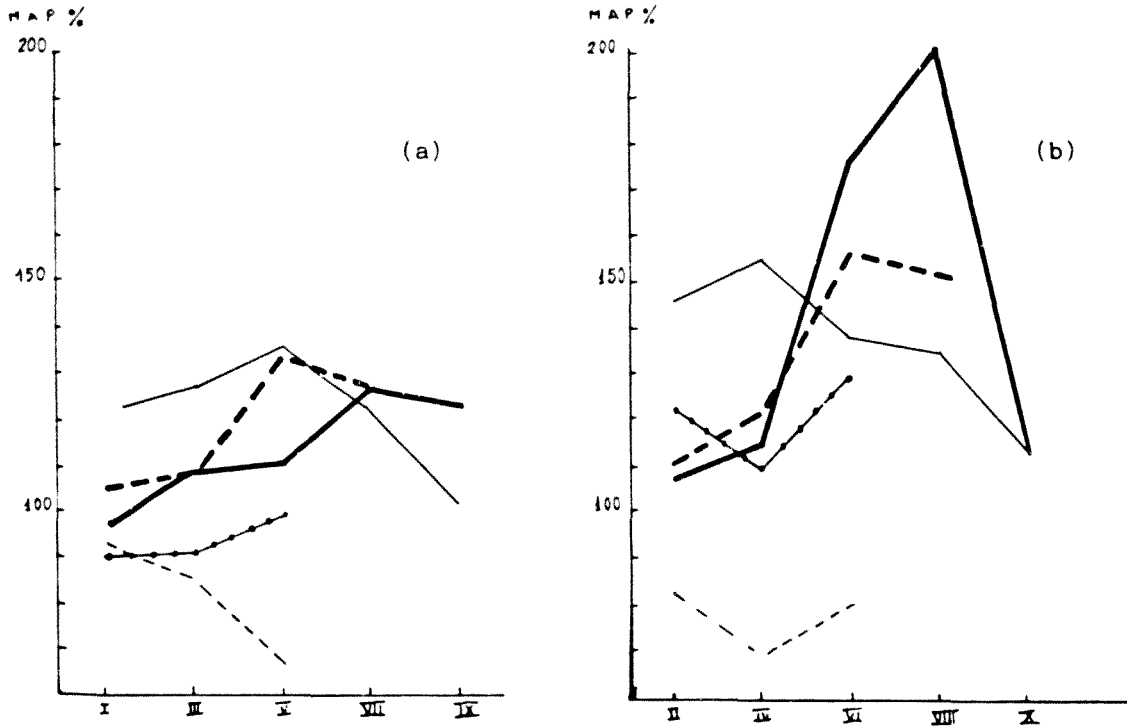


Fig.III.6.29. Evolución del porcentaje de m.a.p. a las 00 TMG (a) y a las 12 TMG (b)

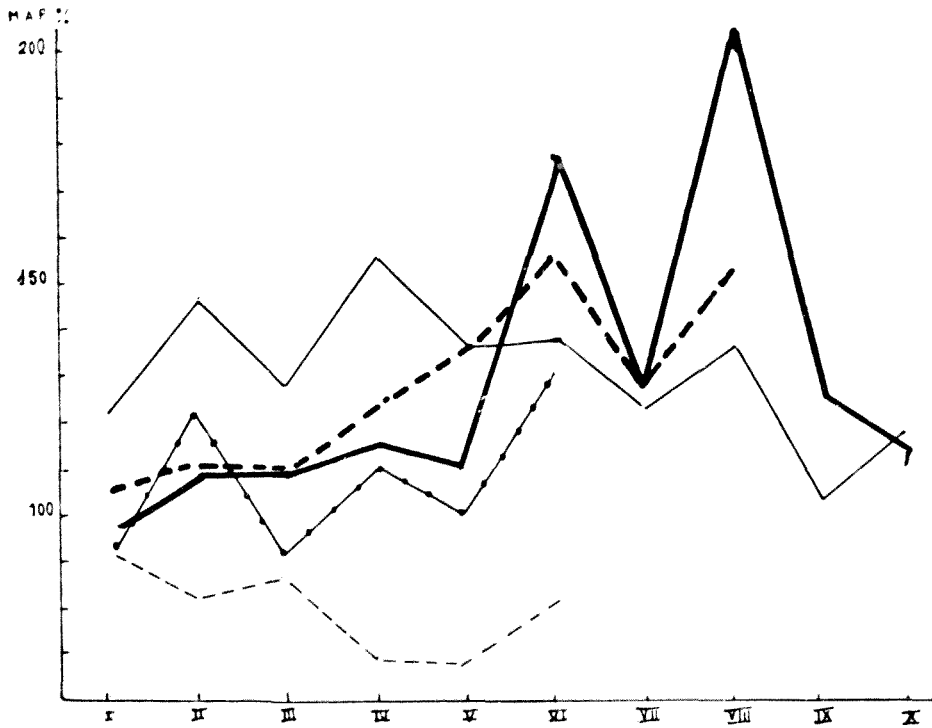


Fig.III.6.30. Evolución del porcentaje de m.a.p. con respecto al valor medio del correspondiente mes. Calculado entre la superficie de 1000 hPa y 300 hPa.

Tabla III.6.1

Fecha	Capa (hPa)	M.a.p. (l/m ³)	M.a.p. (l/m ³)	%
235621	1019-837	16,11	15,55	90
235622	1019-804	20,82	20,01	123
245621	1017-858	15,25	14,82	91
245622	1012-580	30,38	28,35	110
255621	1011-560	29,97	27,55	99
255622	1008-325	39,94	34,93	131
185711	1017-770	20,29	19,36	93
185712	1017-709	19,84	18,65	82
195711	1016-700	22,29	20,84	86
195712	1013-880	9,15	8,9	69
205711	1012-739	15,92	15,18	68
205712	1009-394	23,55	21,75	80
160771	1011-300	30	26,65	105
160772	1012-370	27,94	25,24	110
170771	1013-423	29,42	26,74	107
170772	1011-300	31,35	28,23	122
180771	1010-431	36,75	33,26	134
180772	1010-300	39,88	35,73	156
190771	1012-300	35,85	31,81	126
190772	1012-300	38,94	35,24	152
05N821	1018-300	20,74	19,16	96
05N822	1014-300	19,25	17,95	107
06N821	1011-300	22,65	20,92	108
06N822	1006-300	19,69	18,02	114
07N821	999-300	22,37	20,12	110
07N822	996-300	31,10	27,02	176
08N821	997-300	26,46	23,14	126
08N822	1003-300	35,65	31,37	202
09N821	1006-300	25,98	23,14	123
09N822	1009-300	20,30	18,41	114
05N831	1011-300	26,10	23,49	122
05N832	1012-300	26,50	24,18	146
06N831	1012-300	27	24,55	127
06N832	1007-300	27,45	24,69	155
07N831	1004-300	28,14	25,44	136
07N832	1006-300	23,90	21,86	138
08N831	1010-300	25,79	23,36	122
08N832	1013-300	23,32	21,52	135
09N831	1015-300	21,88	20,35	102
09N832	1013-482	20,71	19,22	111

III.6.3 Temperatura

Los episodios de Octubre y Noviembre se caracterizan por presentar, en general, temperaturas superiores a la media en todos los niveles, observación que también se puede hacer, aunque la diferencia no sea tan notable, en Septiembre de 1962. Exceptuando este último, los valores en niveles bajos discrepan más que los correspondientes a la alta troposfera, llegando a diferir en más de 8°C. (Fig.III.6.31).

Esto justificaría los valores extremadamente altos de la masa de agua precipitable, ya que, cuanto mayor sea la temperatura, mayor deberá ser el contenido en vapor de agua para alcanzar humedades altas, característica ya observada en el apartado anterior.

Por el contrario, el episodio de Septiembre de 1971 tiene lugar en una masa de aire ligeramente más fría de lo normal en dicho mes, lo que implica que, si bien en la baja troposfera se registran valores de humedad por encima de la media, la masa de agua precipitable es en general inferior al 100% de la media.

En cuanto a la variación de temperatura en superficie, se observa en general un aumento de la misma, tanto a las 00 TMG como a las 12 TMG. La oscilación diurna va desde los 10°C hasta -3,6°C (este dato corresponde a las 00 TMG del día 8 de Noviembre de 1982, en el que se alcanzó la máxima temperatura del episodio). La temperatura a las 00 TMG del día 19 de Octubre de 1977 no se discute por considerarse poco fidedigna, como se demuestra más adelante.

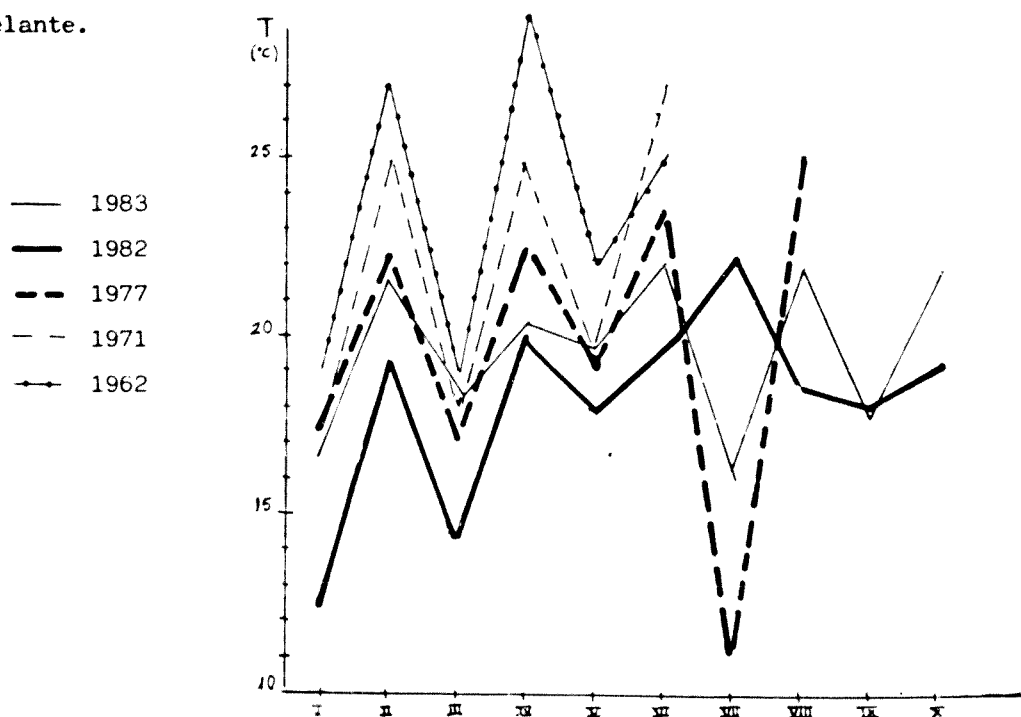


Fig.III.6.31. Evolución de la temperatura en superficie

Tabla III.6.2

Sondeo	Presión de la Tpp (hPa)	Temperatura (C)
160771	201	-60,3
160772	165	-61,1
05N821	176	-55,5
05N822	211	-59,1
06N821	186	-64,1
06N822	195	-62,9
07N821	180	-65,1
07N822	165	-67,3
08N821	161	-67,9
08N822	181	-62,5
09N821	245	-56,1
09N822	193	-53,9
05N831	198	-59,5
05N832	224	-61,7
06N831	225	-53,3
06N832	235	-59,5
07N831	231	-57,7
07N832	206	-55,1
08N831	183	-63,3
08N832	196	-65,7
09N831	171	-66,5

La tropopausa media en Palma de Mallorca está situada según Ramis (1976) a 219 hPa, con $-58,8^{\circ}\text{C}$ a las 00 TMG y $-57,8^{\circ}\text{C}$ a las 12 TMG. En los episodios aquí analizados no siempre ha sido posible averiguar la altura de la tropopausa por no llegar hasta ella el radiosondeo. De aquellos en los que se conoce se concluye que en general está más alta. En el episodio de 1983 experimenta un descenso entre el día 5 y el 6 a las 12TMG, seguido de un ascenso poco pronunciado al principio. La mínima presión observada corresponde al día 8 de Noviembre de 1982 a las 00 TMG, en el que se produjo una fuerte penetración de aire cálido en la casi totalidad de los niveles. Aunque en los restantes días las diferencias de temperatura no fueron tan notables, el hecho de tratarse

de aire más caliente justificaría en parte la mayor altura de la tropopausa (piénsese que además en superficie se tiene en algunos casos presiones muy bajas).

III.6.4 Presión en superficie

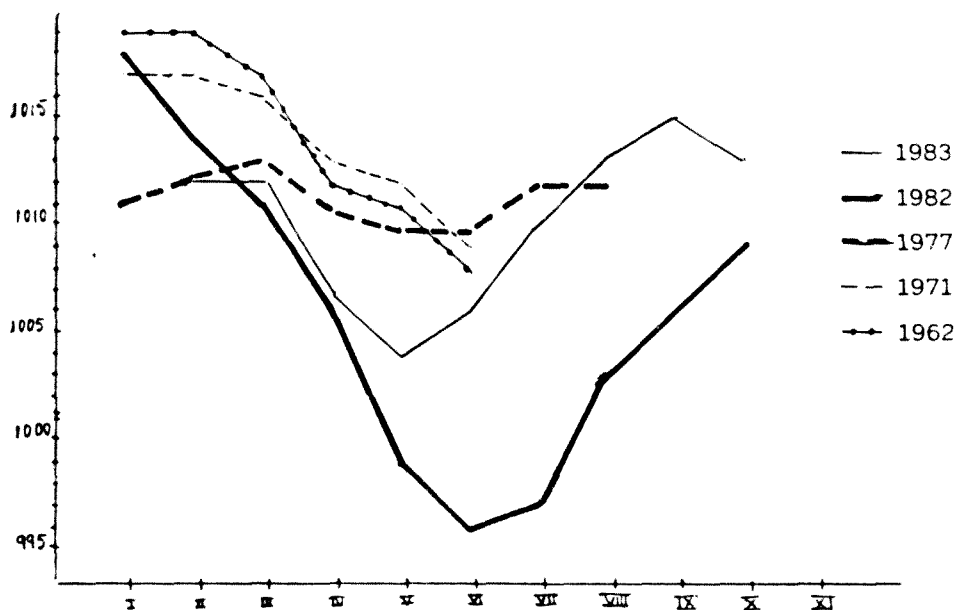


Fig. III.6.32, Evolución de la presión en superficie

En la figura III.6.32 se observa que en todos los episodios hubo una disminución de la presión que alcanzó su valor más bajo el día en que se registraron las lluvias más fuertes, para luego volver a aumentar (si bien este crecimiento no aparece en los episodios de Septiembre, es debido a que se carece de los radiosondeos en los días posteriores a las inundaciones).

Asimismo, hay un cierto paralelismo entre los dos casos de Septiembre y los dos de Noviembre, respectivamente, registrándose la variación más notable en el de Noviembre de 1982, en el que la presión llega a disminuir 22 hPa

*La 1ª Tpp se define como el nivel más bajo en que el gradiente vertical de temperatura decrece $2^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ o menos, manteniéndose igual o menor que $2^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ a lo largo de los 2 Km inmediatamente superiores. Si por encima de la 1ª Tpp el gradiente vertical medio de temperatura entre cualquier nivel y todos los superiores dentro de 1 Km excede $3^{\circ}\text{C}/\text{Km}$, se define una segunda tropopausa con el mismo criterio que la primera.

Definición de la OMM 1957.

en 60 horas.

III.6.5 Viento

El viento en superficie y en la baja troposfera (1000 y 850 hPa) es, en general, flojo, oscilando en torno a los 5 m/s. La máxima velocidad alcanzada corresponde al 8 de Noviembre de 1982, con 23 m/s a 850 hPa, fecha caracterizada precisamente por vientos fuertes del Sur a todos los niveles (este factor fue el principal responsable de las inundaciones acaecidas en la Costa Azul). En cuanto a la dirección, predomina el componente este, si bien en algunos casos experimenta un giro a lo largo del episodio (por ejemplo, en 1982).

En la troposfera media (700 hPa), y con excepción del episodio ya mencionado, el viento sigue siendo, por lo general, flojo. La dirección varía de un episodio al otro e incluso dentro de un mismo episodio. En poco más de la mitad de los radiosondeos el viento a estos niveles es principalmente del Sur.

En cuanto a los niveles de 500 y 300 hPa, la velocidad es mayor que en los anteriores (como era de esperar), si bien sólo alcanza valores notables en los episodios de 1962 y de 1982, siendo el máximo de 33 m/s. En los tres restantes la velocidad media es de unos 10 m/s (fig.III.6.4).

La máxima velocidad registrada fue de 43 m/s el día 9 de Noviembre de 1982 en el sondeo de las 00 TMG (a 221 hPa).

III.6.6 Diagramas de masa de aire

En los sondeos medios de Septiembre la masa de aire a las 00 TMG es del tipo K_m (figs.III.6.35a, III.6.35b), si bien hay una ligera convergencia en altura. A las 12 TMG se observa una mayor convergencia, aunque los procesos de mezcla siguen siendo dominantes, pudiendo caracterizarse como K_w/K_c (este cambio se debe simplemente al calentamiento de la superficie y consecuente inestabilización de la capa próxima al suelo). En el episodio de 1962 (figs. III.6.40a-III.6.40f), la característica fundamental es la divergencia, evolucionando de masa de aire tipo C_d al tipo K_d , que domina en la mayor parte de los días, y siendo en el último sondeo del tipo K_d/K_w . En 1971 (figs.III.6.39a-III.6.39f), debido a la falta de datos, solamente puede identificarse la masa de aire en las cercanías de la superficie, zona en la que domina la conver-

gencia y los procesos de mezcla; el día 20 a las 12 TMG, en que se dispone del sondeo, se identifica claramente una masa de aire tipo K .

Los sondeos medios de Octubre (figs. III.6.34a, III.6.34b) son prácticamente idénticos a los del mes anterior, si bien y como es lógico, las temperaturas son inferiores. Esto indica que se trata del mismo tipo de masa de aire. La mayor semejanza se da sobre todo en los correspondientes a las 00 TMG. El rasgo más notable del episodio de Octubre de 1977 (figs. III.6.38a-III.6.38h) es que entre superficie y 850 hPa la masa de aire presenta las características propias del tipo K_c , situándose luego una capa estrecha K_d volviendo a ser posteriormente del tipo K_c . El día 18 ya se trata de una masa de aire tipo K_m .

Por lo que respecta a los sondeos medios de Noviembre (figs. III.6.33a-III.6.33b), se observa en el de las 00 TMG bastante parecido con los correspondientes a los meses anteriores, es decir, una masa de tipo k_m con convergencia en altura. El de las 12 TMG sigue conservando características semejantes a partir de 900 hPa, aunque la convergencia es más pronunciada; sin embargo entre la superficie y 950 hPa y debido al calentamiento diurno, ambas curvas divergen considerablemente. En los diagramas de Noviembre de 1982 se observa una evolución de una masa del tipo C_d a k_d sobre las que se sitúa una masa k_m . A medida que transcurre el episodio la inversión de subsidencia desciende y se pronuncia, en tanto que la masa k_m se va extendiendo hasta llegar el día a las 12 TMG a dominar en toda la troposfera (figs. III.6.36a-III.6.36j). El análisis correspondiente a los sondeos de 1983 muestra resultados semejantes (figs. III.6.34a-III.6.34l).

III.6.7. Estudio de la inestabilidad de estratificación

En la figura III.6.41 se representan los cortes verticales de la atmósfera indicando el tipo de estabilidad existente en cada estrato, así como el viento, la diferencia de temperatura con respecto a la del sondeo medio, la nubosidad observada, el porcentaje de masa de agua precipitable en cada estrato y la altura de la tropopausa.

a) Criterio de la partícula

a.1. Inestabilidad

En general se da en la capa situada entre el suelo y 1000 hPa. En algunos episodios se extiende a otros estratos, como en el 20 de Septiembre de 1962 a las 12 TMG, o los días 5 y 6 de Noviembre de

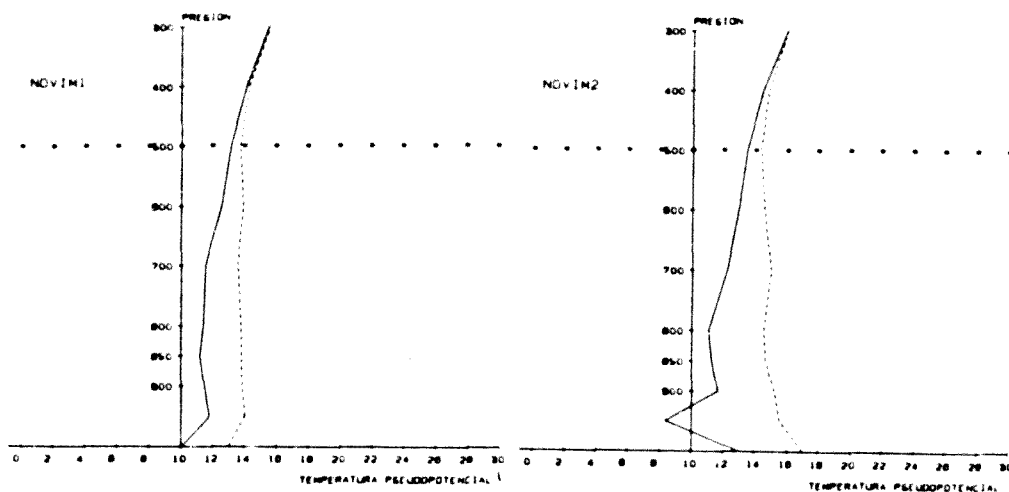


Fig.III.6.33. Diagramas de masa de aire correspondientes a los sondeos medios de Noviembre

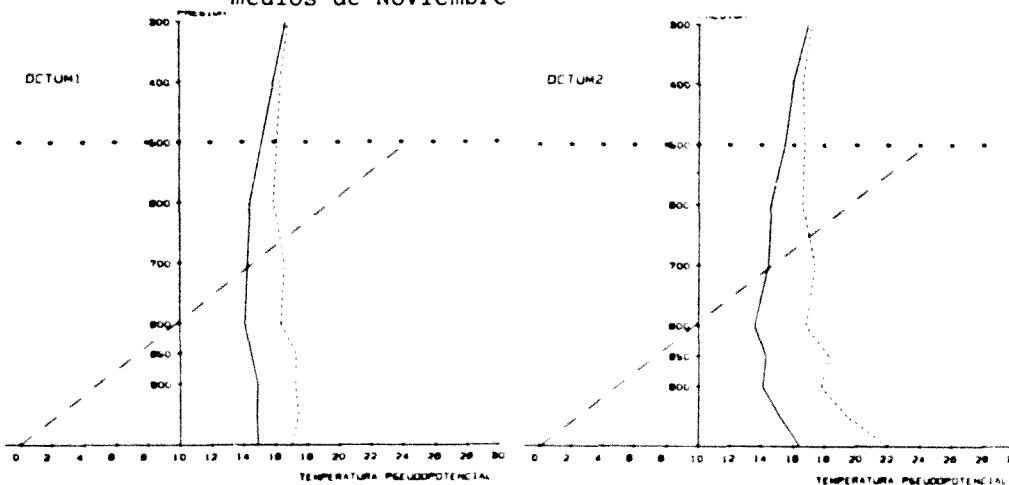


Fig.III.6.34. Diagramas de masa de aire correspondientes a los sondeos medios de Octubre

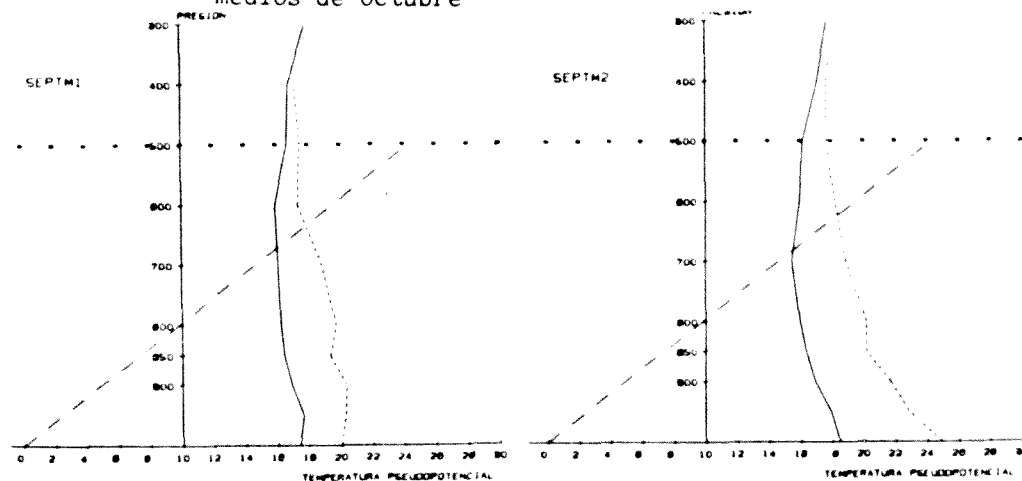


Fig.III.6.35. Diagramas de masa de aire correspondientes a los sondeos medios de Septiembre

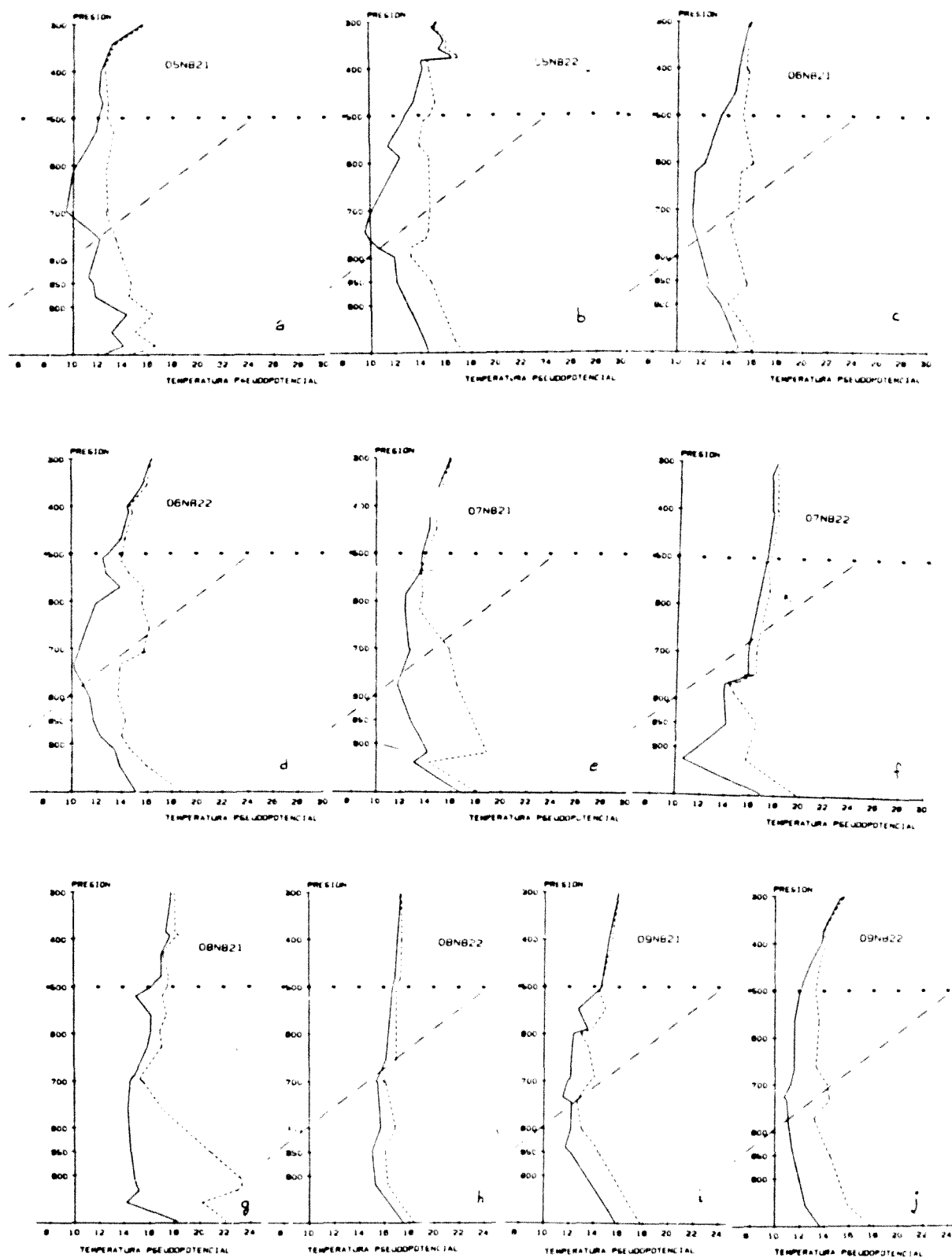


Fig.III.6.36. Diagramas de masa de aire correspondientes al episodio de Noviembre de 1982

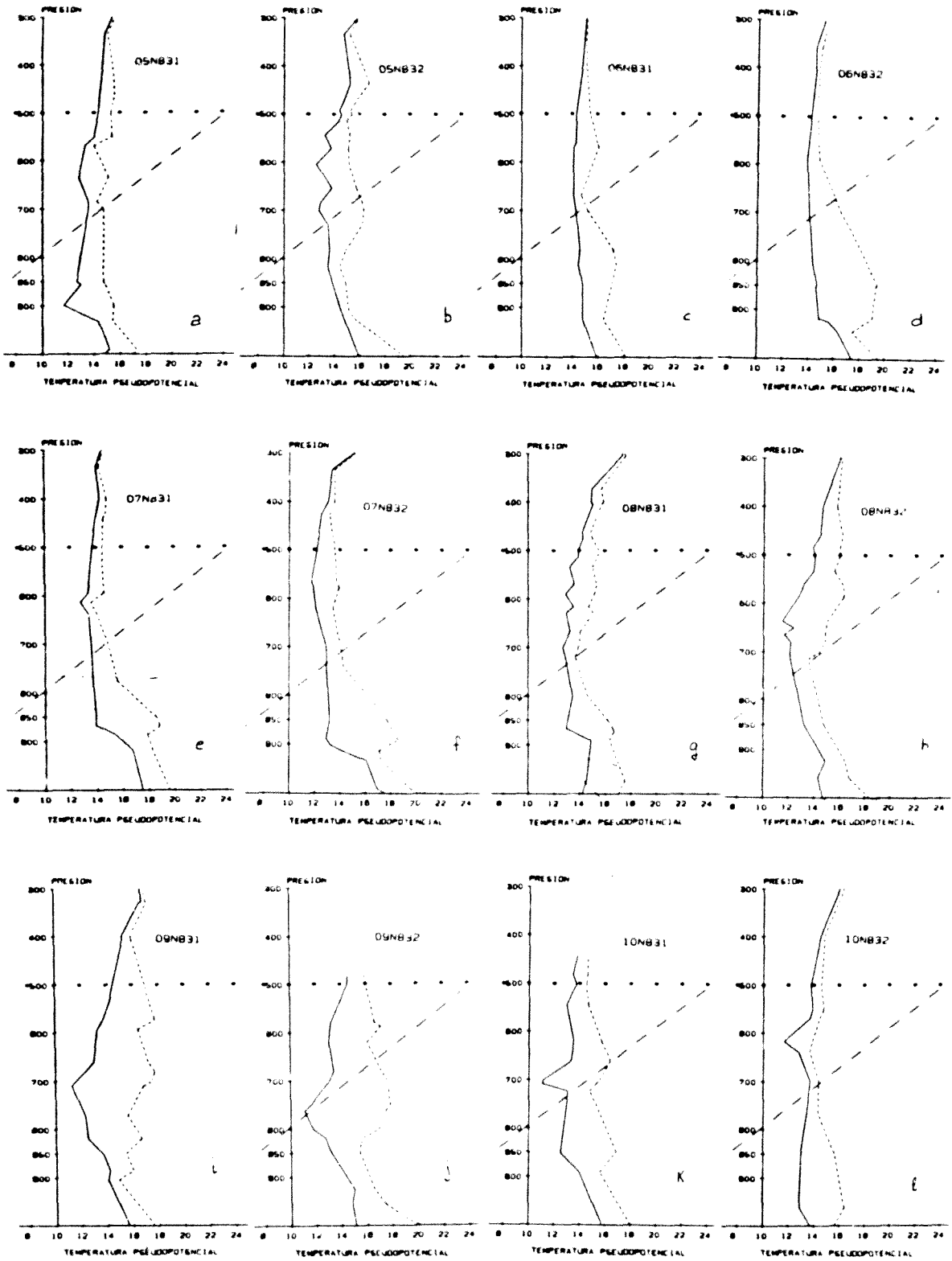


Fig.III.6.37. Diagramas de masa de aire correspondientes al episodio de Noviembre de 1983

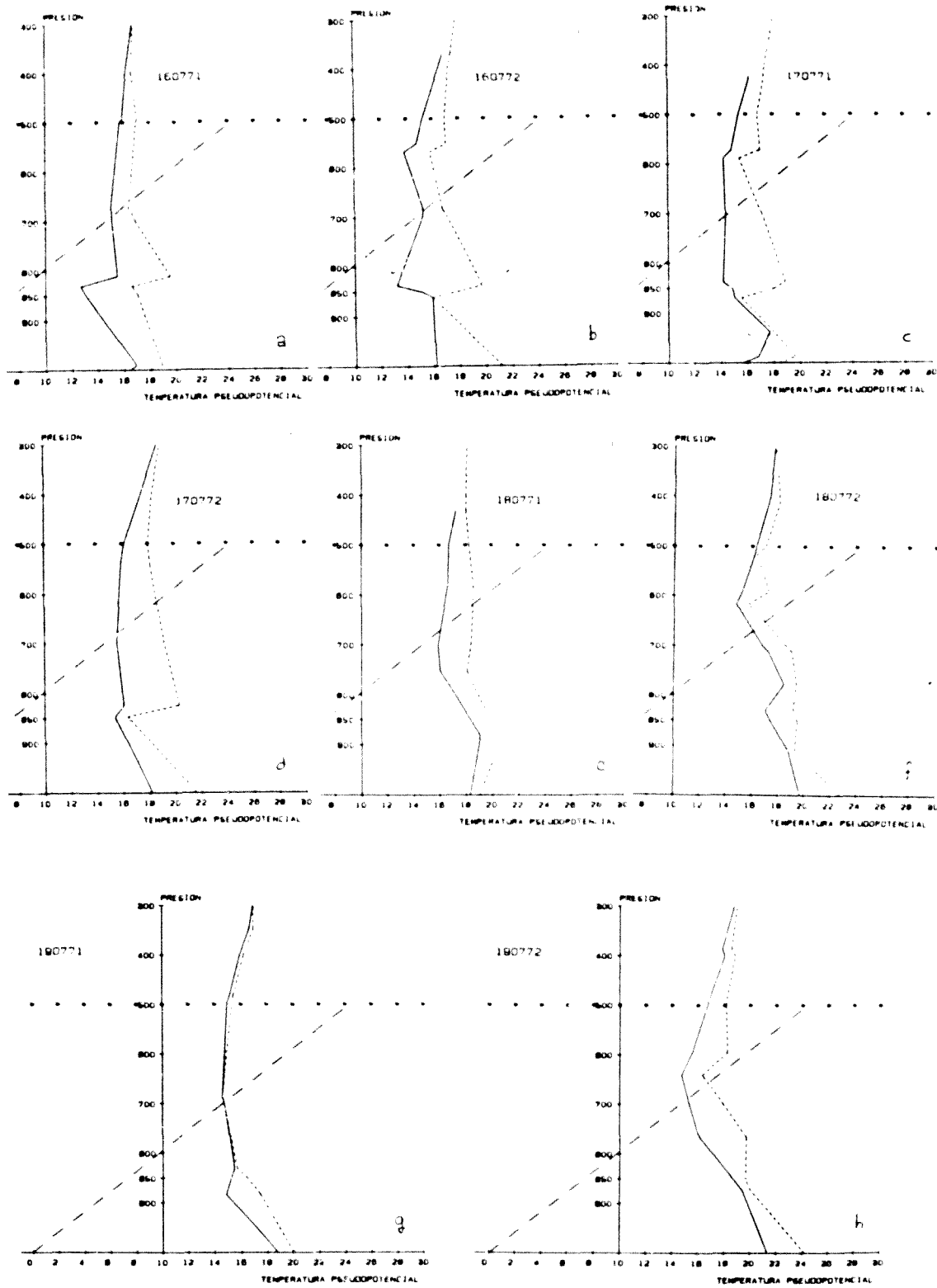


Fig.III.6.38. Diagramas de masa de aire correspondientes al episodio de Octubre de 1977

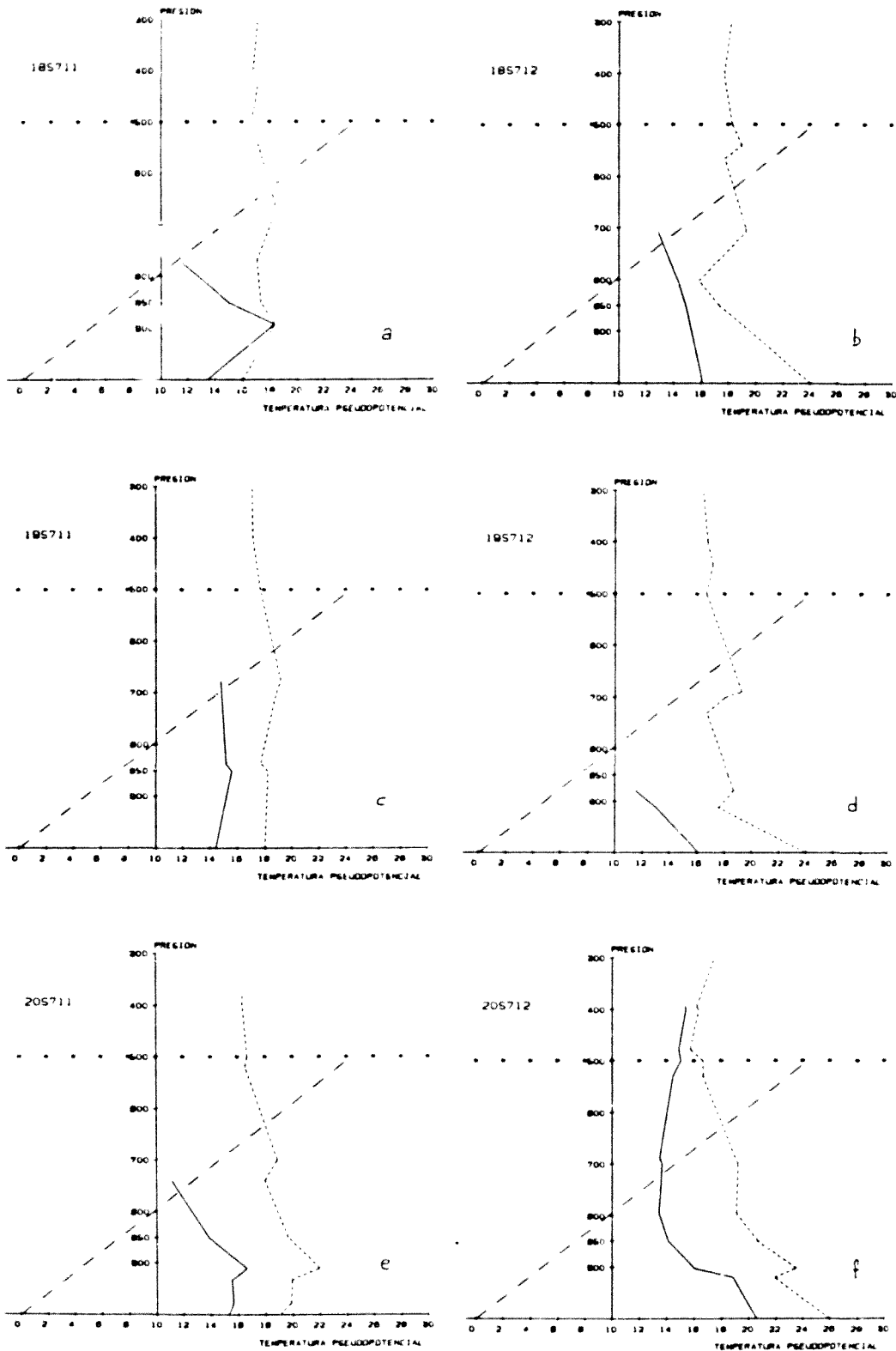


Fig.III.6.39. Diagramas de masa de aire correspondientes al episodio de Septiembre de 1971.

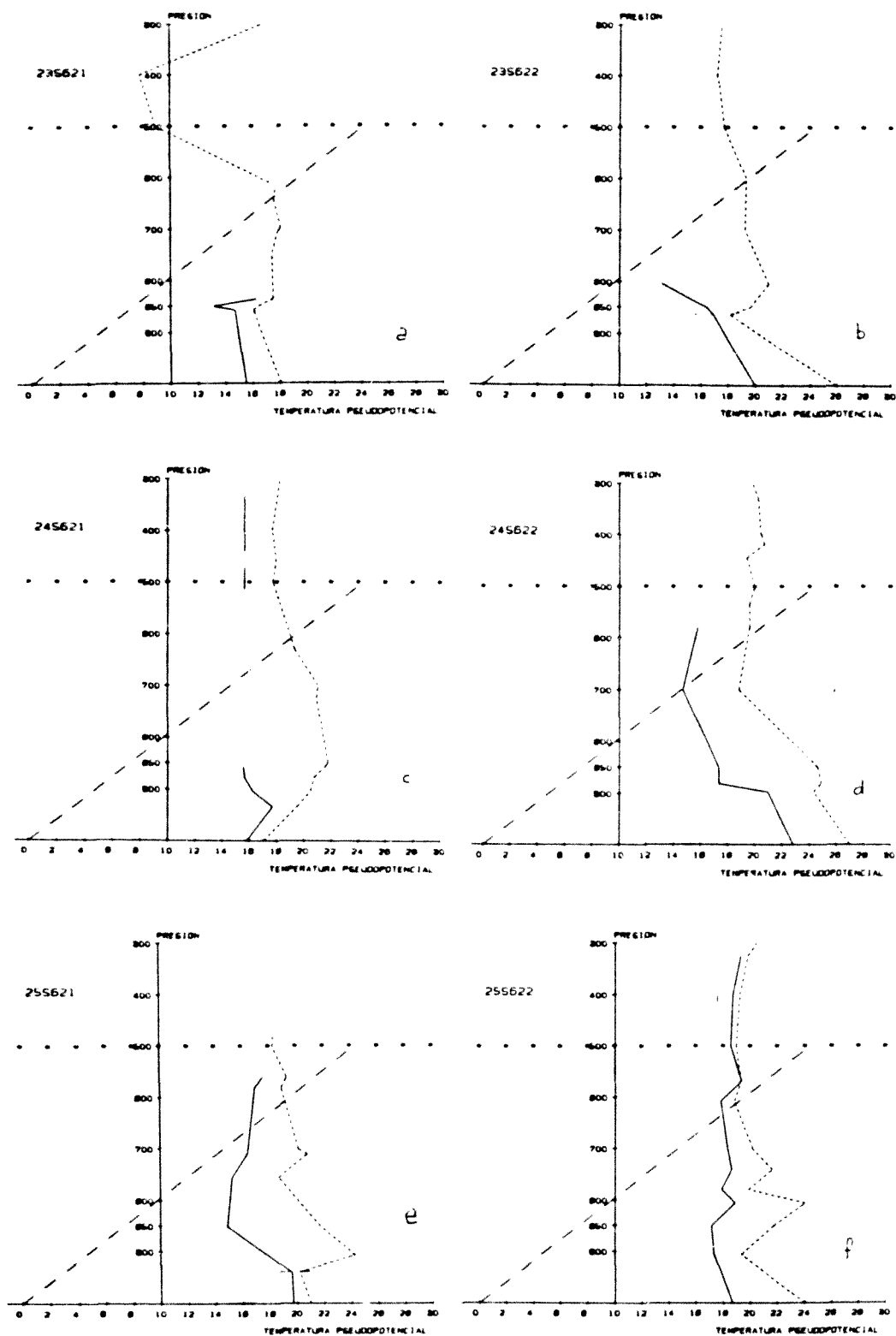


Fig.III.6.40. Diagramas de masa de aire correspondientes al episodio de Septiembre de 1962.

de 1982, pero no es posible deducir característica alguna común a todos los episodios.

a.2. Indiferencia e inestabilidad condicional

Se ha considerado que presentan indiferencia los estratos para los que $\alpha = \Gamma$. La inestabilidad condicional es un factor dominante en la mayor parte de estratos, llegándose a extender hasta los 275 hPa el día 7 de Noviembre de 1983 a las 00 TMG.

a.3. Inestabilidad condicional para ascensos finitos

Suele aparecer exclusivamente en la capa inmediata al suelo, limitándose la inestabilidad latente efectiva a una pequeña porción del estrato (si bien en algunos casos todo él presenta falsa inestabilidad latente).

b) Inestabilidad por ascensos en bloque

b.1. Estabilidad en aire saturado

Si bien en los sondeos de los episodios de 1977, 1982, y 1983 se observa en numerosos casos saturación en la alta troposfera, en torno a 300 hPa ó 250 hPa, no es posible afirmar con certeza que ésta tuviera lugar, ya que a semejante altura los datos de humedad enviados por el radiosonda son poco fidedignos. Por debajo de tal nivel sólo se observa estabilidad en aire saturado el 19 de Octubre de 1977 a las 00 TMG entre 1012 y 1000 hPa.

b.2. Inestabilidad en aire saturado

Sólo aparece al día 19 de Octubre de 1977 a las 00 TMG en el estrato comprendido entre 720 y 600 hPa.

b.3. Inestabilidad "absoluta"

Se comprueba que afecta a los mismos estratos que en el caso de inestabilidad por el criterio de la partícula.

b.4. Inestabilidad convectiva

Es la característica más notable en estos radiosondeos ya que no sólo afecta a un gran número de estratos sino que además la altura mínima necesaria para producirse la inestabilización no llega en muchos casos a los 500 m.

III.7. Resumen y conclusiones

- En general los índices de inestabilidad no proporcionan buen resultado, subestimando la inestabilidad vertical responsable de la fuerte convección que luego se desarrolla en Cataluña. Ello es debido en gran parte a la propia definición y escala de valores (elaborados especialmente para Norteamérica). De todos ellos el mejor es el Índice de Elevación, LI, probablemente porque tiene en cuenta la aportación de humedad en la baja troposfera.
- La humedad en la baja troposfera es superior al valor medio. Asimismo, a 900 hPa suele ser mayor que en superficie. Por el contrario en la alta troposfera es considerablemente inferior a la humedad media correspondiente.
- La temperatura en los episodios de Octubre y Noviembre es generalmente superior a la media, lo que se observa para la práctica totalidad de la troposfera. En la parte baja, la diferencia observada es notable pudiendo llegar a superar los 3° C. En Septiembre de 1962 también se observa un ligero aumento de temperatura. Por el contrario, en el episodio de 1971, el aire está en muchos niveles más frío de lo normal.

En general se inicia un aumento de temperatura en superficie uno o dos días antes de que empiece el episodio, alcanzándose el máximo cuando las lluvias están en pleno apogeo e iniciándose posteriormente una disminución tal que es posible alcanzar temperaturas inferiores a las medias correspondientes.

- En los episodios de Octubre y Noviembre la masa de agua precipitable (calculada entre 1000 y 300 hPa) supera en todo momento al 100 % de la media, llegando a ser del 202 %, lo que se explica atendiendo a las altas temperaturas y elevada humedad. En Septiembre de 1962 se supera el 100 % en todos los sondeos de las 12 TMG y el 90 % en los de las 00 TMG. Concordando con lo ya expuesto anteriormente, la masa de agua precipitable en Septiembre de 1971 es inferior al 100 %

La evolución del porcentaje de masa de agua precipitable es análoga a la de la temperatura.

- La altura a la que se halla la tropopausa es en general superior a la altura media en la correspondiente época del año.
- Uno o dos días antes se inicia un descenso de presión en superficie que alcanza su valor más bajo cuando las lluvias son más fuertes, en tanto que luego se produce un aumento que prosigue aún finalizado el episodio. La máxima caída de presión registrada fue de 22 hPa en 60 horas en Noviembre de 1982. Debe observarse que en tres de los cinco episodios el descenso se inició partiendo de una presión superior a 1016 hPa.
- El viento en superficie y en la baja troposfera no suele superar los 10 kt siendo principalmente de componente Este. En altura también es débil en tanto el rasgo más común es la componente Sur. En estas observaciones no se incluye el episodio de 1982 en el que se alcanzaron grandes velocidades.
- La inestabilidad condicional es el factor dominante en la mayoría de estratos. Sin embargo, todavía es más notable la inestabilidad convectiva por ascensos en bloque, tanto por su extensión a gran parte de la troposfera como a la escasa altura mínima necesaria para producirse la inestabilización, que no llega en muchos casos a los 1000 m.
- En general, los diagramas de masa de aire muestran una evolución de una masa del tipo C_p a K_p que acaba por transformarse cuando la perturbación ya es vieja, en K_m lo que favorecen también los procesos de mezcla que se han ido registrando.

UNIVERSIDAD DE BARCELONA

FACULTAD DE FISICA

EPISODIOS DE LLUVIAS COPIOSAS EN CATALUÑA :
GENESIS, EVOLUCION Y FACTORES COADYUVANTES

Trabajo presentado para optar al grado de
Doctor en Física

por

MARIA DEL CARMEN LLASAT BOTIJA

Director: Prof. Dr. Manuel Puigcerriber Zanón
Cátedra de Física de la Atmósfera

Febrero 1987

Capítulo IV : Análisis de cinco episodios que produjeron inundaciones en Cataluña

IV.1 - Introducción.....	213
IV.2 - Episodio de los días 6 a 8 de Noviembre de 1982.....	219
IV.2.1. Análisis pluviométrico del episodio.....	220
a - Distribución general de la lluvia entre los días 6 y 8 de Noviembre en la Península Ibérica y Francia.....	220
b - Distribución de la lluvia entre los días 6 y 8 en los Pirineos Orientales.....	225
IV.2.2. Situación sinóptica y evolución del episodio.....	237
a - Análisis en superficie.....	237
b - Evolución de la temperatura, punto de rocío, humedad y presión a lo largo del episodio.....	265
c - Topografías de 850 hPa.....	269
d - Configuración de las líneas de corriente a 850 hPa.....	269
e - Topografías de 700 hPa.....	276
f - Topografías de 500 hPa.....	281
g - Investigación de la producción de vorticidad al nivel del mar.....	287
h - Topografías de 300 hPa.....	290
i - Topografías de 200 hPa.....	296
j - Análisis de las nubes a partir de las imágenes de satélite.....	301
IV.2.3. Análisis de la información obtenida a partir de los radiosondeos.....	303
a - Análisis de los radiosondeos de Palma.....	303
b - Información obtenida a partir de los radiosondeos de otras estaciones.....	311
IV.2.4. Otros efectos.....	330
IV.2.5. Resumen y conclusiones.....	331
VI.3 - Episodio de los días 6 a 10 de Noviembre de 1983.....	342
IV.3.1. Introducción.....	342
IV.3.2. Análisis pluviométrico del episodio.....	342
IV.3.3. Análisis de la situación sinóptica.....	348
IV.3.4. Evolución de la temperatura, presión, humedad y punto de rocío.....	361
IV.3.5. Análisis de la información obtenida a partir de los radiosondeos de Palma.....	364
a - Indices de estabilidad.....	364

b - Humedad relativa.....	365
c - Masa de agua precipitable.....	365
d - Temperatura.....	366
e - Presión en superficie.....	366
f - Viento.....	366
g - Inestabilidad de estratificación.....	367
h - Diagramas de masa de aire.....	367
IV.3.6. Resumen y conclusiones.....	370
VI.4 - Episodio de los días 18 y 19 de Octubre de 1977.....	373
IV.4.1. Introducción.....	373
IV.4.2. Análisis pluviométrico del episodio.....	374
IV.4.3. Análisis de la situación sinóptica.....	376
IV.4.4. Evolución de la temperatura, humedad, presión y punto de rocío.....	385
IV.4.5. Análisis de la información obtenida a partir de los radiosondeos de Palma.....	388
a - Indices de estabilidad.....	388
b - Humedad relativa.....	388
c - Masa de agua precipitable.....	388
d - Temperatura.....	389
e - Presión en superficie.....	389
f - Viento.....	389
g - Inestabilidad de estratificación.....	390
h - Diagramas de masa de aire.....	391
IV.4.6. Resumen y conclusiones.....	391
IV.5 - Episodio del 20 de Septiembre de 1971.....	399
IV.5.1. Introducción.....	399
IV.5.2. Análisis pluviométrico del episodio.....	399
IV.5.3. Análisis de la situación sinóptica.....	408
IV.5.4. Evolución de la temperatura, humedad, presión y punto de rocío.....	414
IV.5.5. Análisis de la información obtenida a partir de los radiosondeos de Palma.....	417
a - Indices de estabilidad.....	417
b - Humedad relativa.....	417

c - Masa de agua precipitable.....	418
d - Temperatura.....	418
e - Presión en superficie.....	418
f - Viento.....	419
g - Inestabilidad de estratificación.....	419
h - Diagramas de masa de aire.....	419
IV.5.6. Resumen y conclusiones.....	421
VI.6 - Episodio del 25 de Septiembre de 1962.....	429
IV.6.1. Introducción.....	429
IV.6.2. Análisis pluviométrico del episodio.....	430
IV.6.3. Análisis de la situación sinóptica.....	434
IV.6.4. Evolución de la temperatura, humedad, presión y punto de rocío.....	438
IV.6.5. Análisis de la información obtenida a partir de los radiosondeos de Palma.....	442
a - Indices de estabilidad.....	442
b - Humedad relativa.....	442
c - Masa de agua precipitable.....	443
d - Temperatura.....	443
e - Presión en superficie.....	444
f - Viento.....	444
g - Inestabilidad de estratificación.....	444
h - Diagramas de masa de aire.....	446
IV.6.6. Resumen y conclusiones.....	446
IV.7 - Factores comunes a los diversos episodios: propuesta de un modelo.....	449

CAPITULO IV

ANALISIS DE CINCO EPISODIOS QUE PRODUJERON INUNDACIONES EN CATALUÑAIV.1 Introducción

Es de todos conocida la frecuencia con que en Cataluña se producen inundaciones locales a consecuencia de lluvias de gran intensidad. En general, los daños más importantes se deben a la crecida de los ríos, en la que, además de la lluvia, intervienen otros factores tales como el estado del suelo, la evaporación o la periodicidad de las crecidas. En efecto, dos crecidas con las mismas características pueden tener una eficacia diferente según la morfología del cauce y de las laderas adyacentes. Asimismo, la respuesta de un suelo saturado de agua no es la misma que la de un suelo seco, ni la evapotranspiración es la misma en otoño que en invierno. En zonas urbanas intervienen también, entre otros, la acumulación en el cauce de los ríos y torrentes de residuos o basuras, la utilización del cauce natural como vía urbana, camino rural o incluso zona edificable, o la insuficiencia hidráulica del alcantarillado.

Sin embargo, aunque todos estos factores son importantes en el estudio y prevención de inundaciones, no constituyen el objetivo de este capítulo, que antes bien se centrará exclusivamente en los aspectos meteorológicos. La finalidad es averiguar cuáles fueron las principales causas de tales lluvias en cada episodio, para luego poder determinar qué características fueron comunes a todos ellos en vistas a la elaboración de uno o más modelos.

A tal fin se analizan detalladamente cinco episodios cuyos datos se han extraído de las siguientes fuentes:

- Radiosondeos de Palma de Mallorca proporcionados por el Centro Zonal de Baleares del I.N.M.
- Para los episodios de 1962 y 1971, el Täglicher Wetterbericht (Boletín diario del Deutscher Wetterdienst) y para los restantes el Boletín Meteorológico Europeo, elaborado por el mismo servicio.
- Boletín Meteorológico Diario del S.M.N. (a partir de 1979, I.N.M.)
- Partes diarios de Barcelona, El Prat, Tarragona, Lérida, Gerona, Palma, Ibiza, Tortosa, Turó de l'Home, Perpignan y en algunos casos La Molina, Figueras y Observatorio Fabra.

- A partir de 1971, isotermas sobre el mar.
- Para 1983, imágenes del Meteosat.
- Datos de las estaciones pluviométricas dependientes del centro meteorológico del Pirineo Oriental. La obtención de estos datos ha sido laboriosa, pues se ha debido recurrir a las fichas pluviométricas archivadas en el Centro Meteorológico del Pirineo Oriental. Además, se ha encontrado una notable falta de concordancia entre los datos enviados por diversas estaciones muy próximas entre sí. Por ejemplo, en el episodio de 1971, dos estaciones situadas en la misma ciudad registran un diferencia de ¡100 mm! La explicación estaría en los diferentes intervalos de tiempo considerados por los colaboradores. Esta falta de concordancia también se observa entre datos de trabajos ya publicados.

En los episodios de 1971 y 1962 se ha podido disponer también del Boletín Mensual Climatológico del S.M.N., en la que se inscribe la máxima precipitación registrada en 24 horas en cada mes. En los episodios de 1982 y 1977 se dispone también de los datos de las estaciones francesas y en el de 1982, de la precipitación en la cuenca del Ebro.

En 1982 se tiene además abundante información suplementaria que se comentará más adelante.

Pese a todo, no hay suficientes datos para poder efectuar un estudio de mesoescala en profundidad, pues muchas estaciones son exclusivamente pluviométricas y aún así la red es poco homogénea. Además es usual encontrar estaciones que dejan de funcionar durante un cierto período.



Las aguas arrasaron las comarcas de Lérida



El puente de Claverol, en La Pobla de Segur.

Cataluña: heridas de una gran catástrofe

MARTES, 23 DE NOVIEMBRE DE 1982



El paso de La Moleta, en la carretera C-147, entre Rialb y Llavorsí, quedó totalmente destruido, por lo cual ha sido preciso construir un acceso provisional junto al río, unos metros por debajo de los restos del antiguo vial



El río Segre, a su paso por las inmediaciones de La Seu d'Urgell, anegó campos y terrenos de cultivo, con un caudal de agua tan abundante que todavía hoy es visible el rastro que llegó a alcanzar el cauce.

Río Llobregat: 1.400 metros cúbicos por segundo



Las lluvias torrenciales que han caído sobre Cataluña el pasado fin de semana han causado un aumento desmesurado del caudal de los ríos. Ha sido necesario abrir las compuertas de los pantanos, para evitar una pérdida de su control. En estas fotos vemos, arriba, los campos de Molins de Rei inundados por las aguas del río Llobregat,

cuyo caudal llegó en la mañana del domingo a 1.400 metros cúbicos por segundo, cuando el caudal medio anual es de 35 metros cúbicos por segundo; y en la parte inferior de la página una vista de la Zona Franca de Barcelona, totalmente anegada por el desbordamiento del aludido río. (Fotos: Efe y José M.ª Monteserín.)

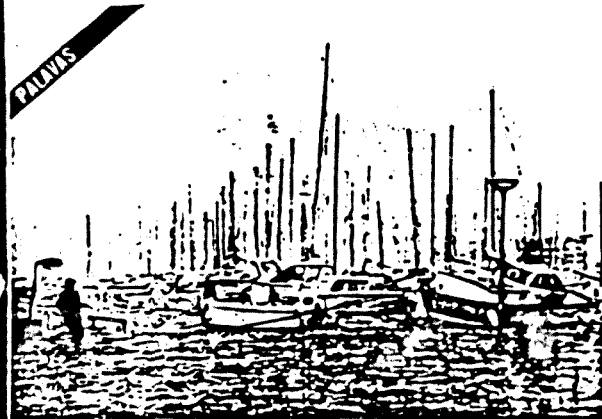


JAMAIS VU DEPUIS 30 ANS

Midi Région

DES ALPES AUX PYRÉNÉES • LUNDI 8 NOVEMBRE 1982 • DE L'AUVERGNE A LA MER

- Bateaux coulés
- Rafales à 170 km-h
- Des milliards de dégâts
- Sinistrés par centaines
- Arbres et toits arrachés



PALVIS

METEO : amélioration ce soir

Après une nuit de pluie et de vent fort, la météo s'améliore ce soir. Les nuages s'éclaircissent et le vent se calme. Une brève éclaircie est attendue pour la nuit.

PRES DE LOUPIAN Un gendarme coincé sous une caravane

Un gendarme a été coincé sous une caravane qui s'est effondrée sur lui. Les secours sont intervenus pour le dégager. L'incident s'est produit dans le département de l'Hérault.

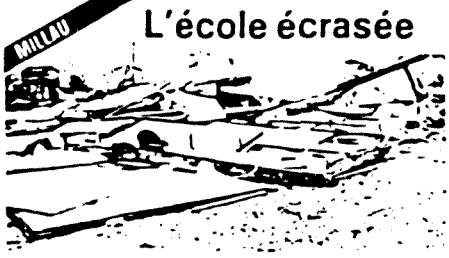


TRAINS 2 heures de retard

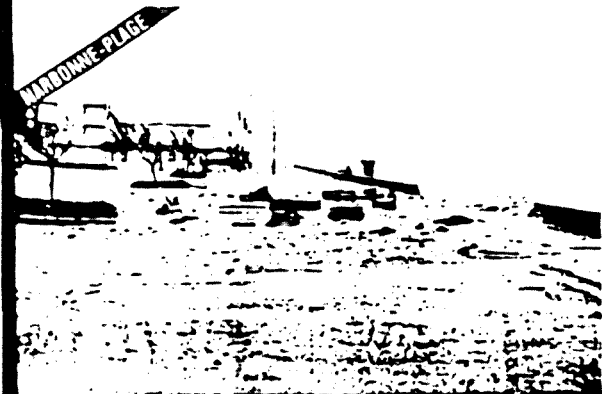
Les trains sont en retard de deux heures à cause des perturbations causées par la tempête. Les voyageurs sont invités à patienter.

Le vent souffle fort sur la région. Les rafales atteignent des vitesses de 170 km/h. Les dégâts sont considérables. Des milliards de dégâts ont été causés. Des sinistrés par centaines ont été recensés. Les arbres et les toits ont été arrachés.

Les dégâts sont considérables. Des milliards de dégâts ont été causés. Des sinistrés par centaines ont été recensés. Les arbres et les toits ont été arrachés.



L'école écrasée



MARIGNONNE-PLAGE

CARCASSONNE Huit points de suture pour M. Courrière blessé par un volet

M. Courrière a été blessé par un volet qui s'est effondré sur lui. Il a subi huit points de suture. Les secours sont intervenus pour le soigner.

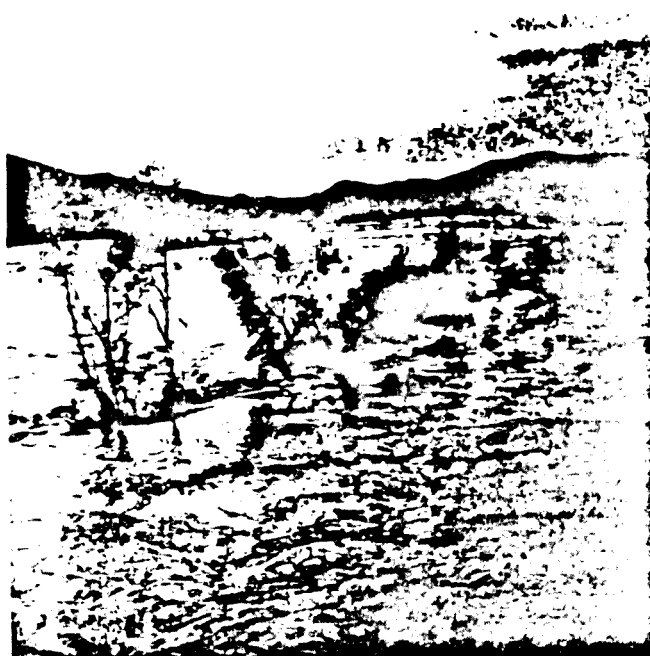


VALRAS

IV.2 Episodio de los días 6-8 Noviembre de 1982

La tempestades producidas los días 7 y 8 de Noviembre de 1982 en Cataluña, los Pirineos y el Sur de Francia son las más graves registradas desde 1940 en esta zona. El efecto devastador no sólo fue debido a la lluvia sino también al viento que alcanzó velocidades de más de 170 km/h en el Sur de Francia, con lo que provocó un oleaje que anegó gran parte de los pueblos costeros del Golfo de León.

La zona más afectada fue la de los Pirineos Orientales, en donde se llegaron a recoger más de 500 mm en 48 horas. Los servicios de electricidad, agua y teléfono se cortaron en diversas zonas pirenaicas y algunos pueblos



El río Segre a su paso por Artesa.



El puente de Senterada, derrumbado.



En la presa de Senterada vemos cómo el agua pasa por encima de las compuertas. (Fotos: R. Font.)

quedaron aislados durante varios días, en tanto que otros tuvieron que ser evacuados. En el Llobregat, el caudal máximo que llegó al embalse de Baells fue de 1250 m^3 a las 22 horas del día 7. En la cuenca del Segre, la presa de Oliana registró una entrada media por hora de $1886 \text{ m}^3/\text{s}$ entre las 22 y las 23 h del día 7, con un aumento máximo de nivel de 10,9 m, que en Organyà llegó a ser de 13,7 m. Este aumento súbito de la cantidad de agua del pantano indujo un terremoto de intensidad II-III en la escala de Mercalli modificada.

Los daños no sólo fueron debidos a la gran velocidad de las aguas que arrancaban y arrastraban árboles, rocas, etc, sino también a los deslizamientos de tierra y coladas de barro, que llegaron a destruir numerosos tramos de carretera y poblaciones enteras, como fue el caso de Pont del Bar.

En resumen, el resultado fue, sólo en Cataluña, de 14 muertos y 45 millones de pesetas en pérdidas.

Este episodio ha podido ser estudiado con gran detalle gracias a la información proporcionada por M. A. Boutin, jefe del Centre Météorologique des Pyrénées Orientales, sito en Perpignan. Así pues, se tiene además de lo ya comentado:

- Nefanálisis a diferentes horas
- Topografías de 200, 300, 500, 700 y 850 hPa cada doce horas
- Mapas de superficie cada tres horas, desde las 00 TMG hasta las 15 TMG*
- Radiosondeos completos de Nîmes, Lyon y Ajaccio
- Representación de los radiosondeos de La Coruña, Madrid, Gibraltar, Paris,

Aunque en Francia ya se preveían fuertes lluvias, en España no sólo no se preveían sino que el día 7 se hablaba de "lluvias débiles en Cataluña".

IV.2.1 Análisis pluviométrico del episodio

a. Distribución general de la lluvia entre los días 6 y 8 en la Península Ibérica y Francia

Se ha considerado oportuno efectuar previamente un análisis de la distribución de la lluvia recogida entre los días 6 y 8 en toda España. Para ello se ha recurrido a los datos proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología en el Boletín Meteorológico Diario, correspondientes a todas las estaciones completas. Tal estudio permitirá conocer las zonas afectadas por la lluvia durante esos días y distinguir lo

* El dibujo de las isotermas así como el análisis de algunos mapas de superficie han sido realizados por la autora del presente trabajo.

que pudo deberse a un fenómeno de mesoescala de lo que fue esencialmente consecuencia de la situación a escala sinóptica. Como puede comprobarse en las figuras IV.2.1 a IV.2.3, las fuertes precipitaciones registradas en la vertiente pirenaica no quedan patentes en dichos análisis, lo que es debido a la densidad de la red utilizada.

Durante estos días se observan tres máximos que alcanzan su valor más alto el día 6 y que, probablemente, quedaron eclipsados por las inundaciones en Cataluña, no dándoseles en su momento la importancia merecida. Así, en Málaga se registraron 150 mm en 24 horas, 84 en Cádiz y 74 en Sevilla, cantidades que superan la media mensual correspondiente (77, 77 y 70 mm respectivamente).

En Navacerrada se recogieron 90 mm desde las 6 TMG del día 6 hasta las 6 TMG del día 7, frente a 13 en Segovia y 47 en Madrid, resultados que muestran el carácter eminentemente local que tuvieron las tormentas dentro de la lluvia que durante ese día afectó a la práctica totalidad de la Península. El tercer máximo es menos notable tanto por su valor como por la zona donde se registra (48 mm en Pontevedra).

El día 7 la lluvia se extendió a toda España, prevaleciendo los máximos del día anterior aunque algunos ya mitigados (Jérez de la Frontera, 57; Navacerrada, 59; Pontevedra, 55) y apareciendo un máximo en el Norte de Cataluña, donde se registran 96 mm en el Turó de l'Home, 62 en Gerona y 24 en Barcelona. Esta distribución se mantuvo durante el día siguiente, aunque sin superar en punto alguno los 20 mm.

En Francia las lluvias no se limitaron a la vertiente pirenaica sino que también fueron muy abundantes en diversos puntos del Sudeste, superando los 400 mm en las regiones de Le Gard, l'Herault, La Lozère y l'Ardèche, particularmente en los montes de l'Espinouse, l'Escardorgue y el macizo del Aigoual, en donde se registraron entre los tres días 548,5 mm (recogidos en 58 horas). En la Drôme, Le Vancluse, l'Isère, Les Hautes-Alpes y Les Alpes-de-Haute-Provence se recogieron de 100 a 200 mm, en tanto que en los departamentos de Le Var, Les Bouches-du-Rhône, l'Ain, etc, no sobrepasaron los 50 mm.

En la tabla A.IV.1 del apéndice A.IV se hallan los datos que se han podido recoger para analizar este episodio en el Sudeste de Francia, mientras que en las figuras IV.2.4-IV.2.7 se representan las correspondientes isoyetas.

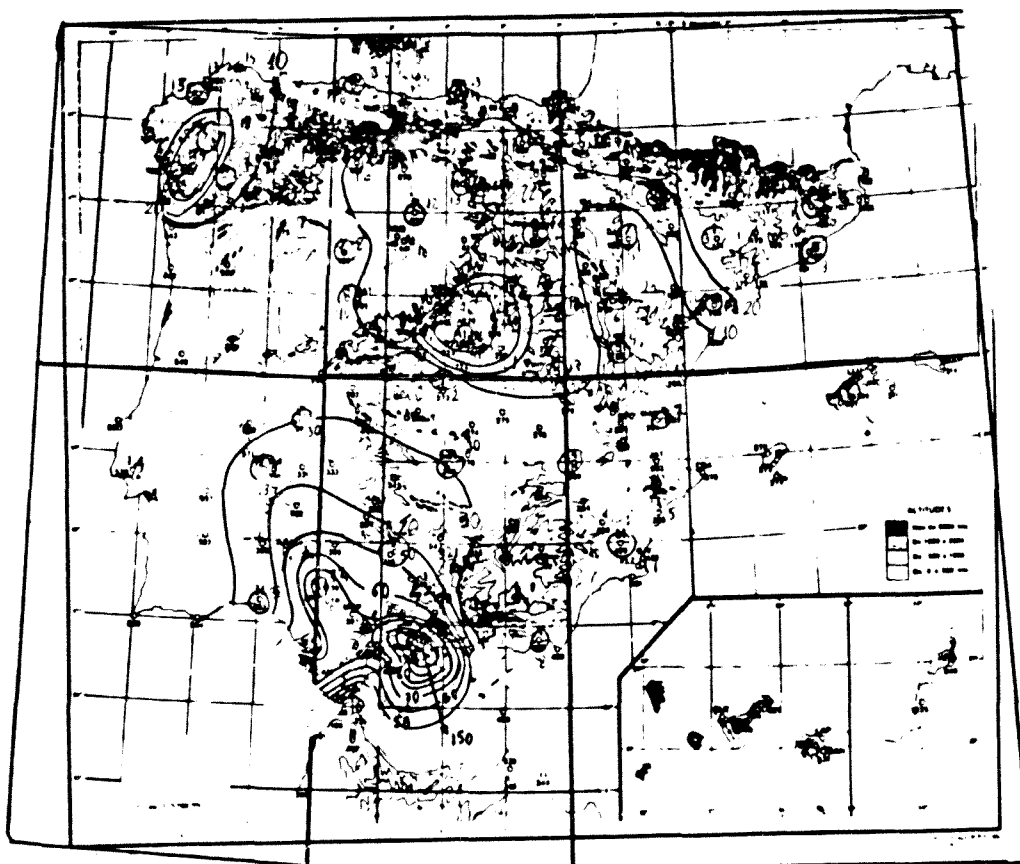


Fig.IV.2.1. Distribución de la lluvia el día 6 de Noviembre de 1982

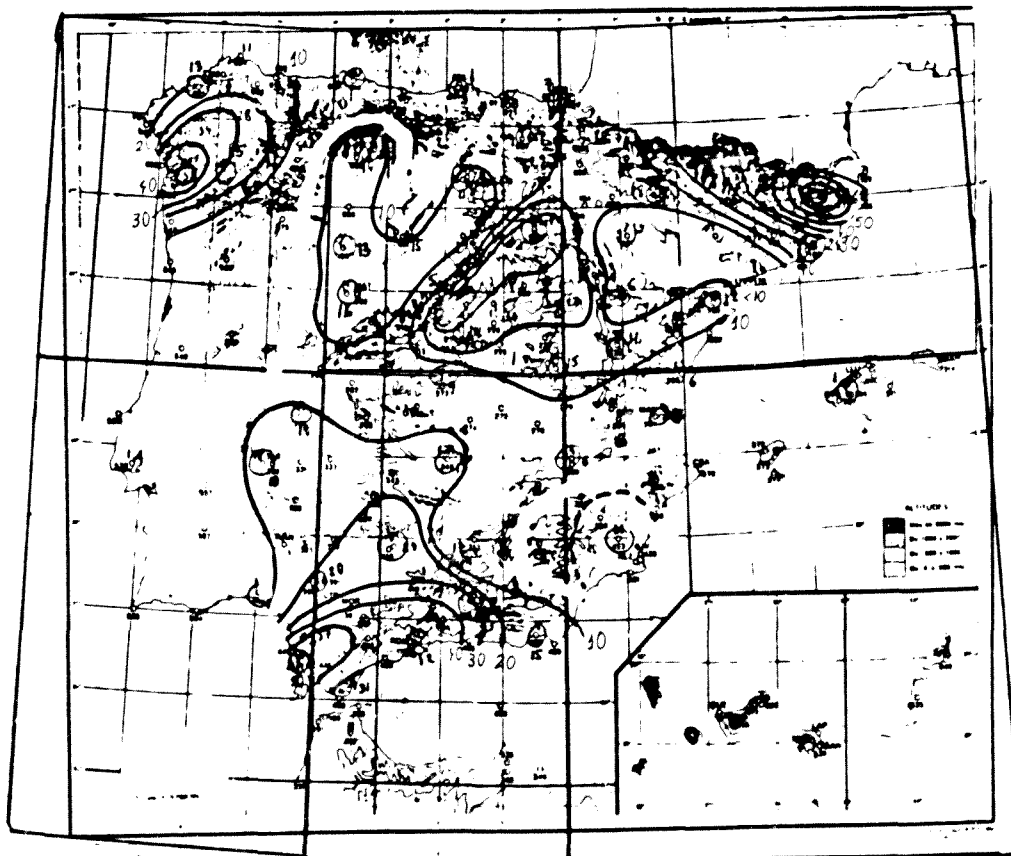


Fig.IV.2.2. Distribución de la lluvia el día 7 de noviembre de 1982

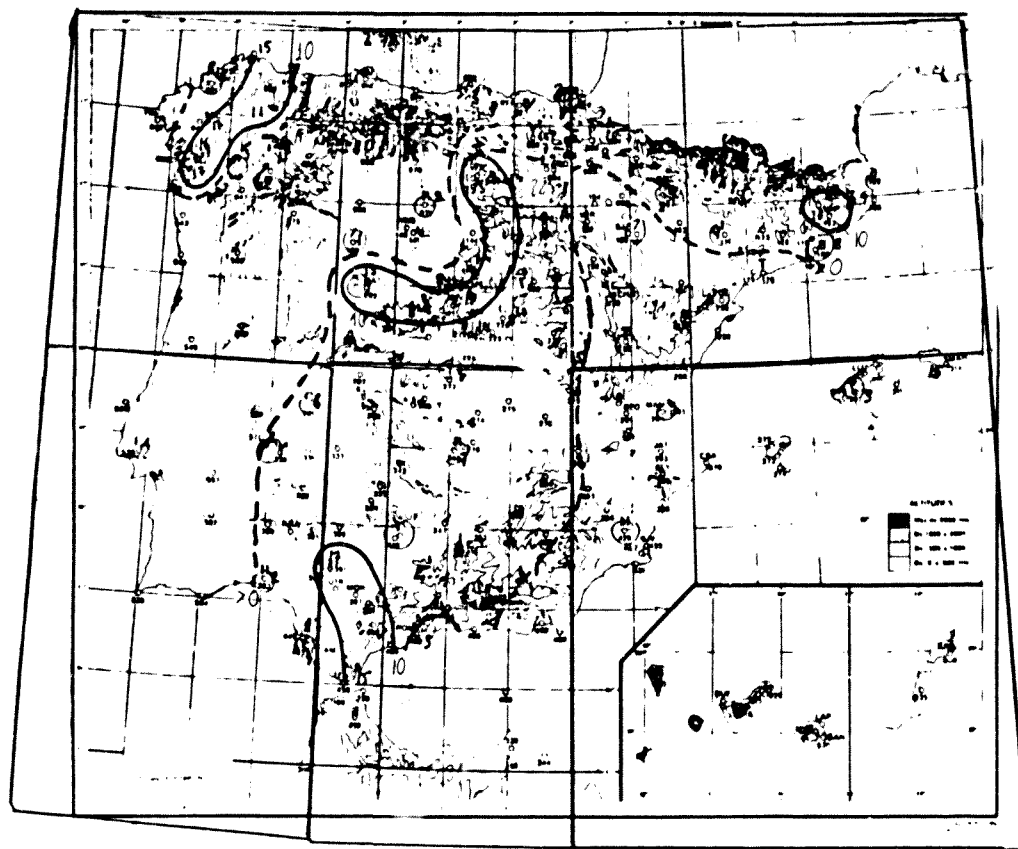


Fig.IV.2.3. Distribución de la lluvia el día 8 de Noviembre de 1982

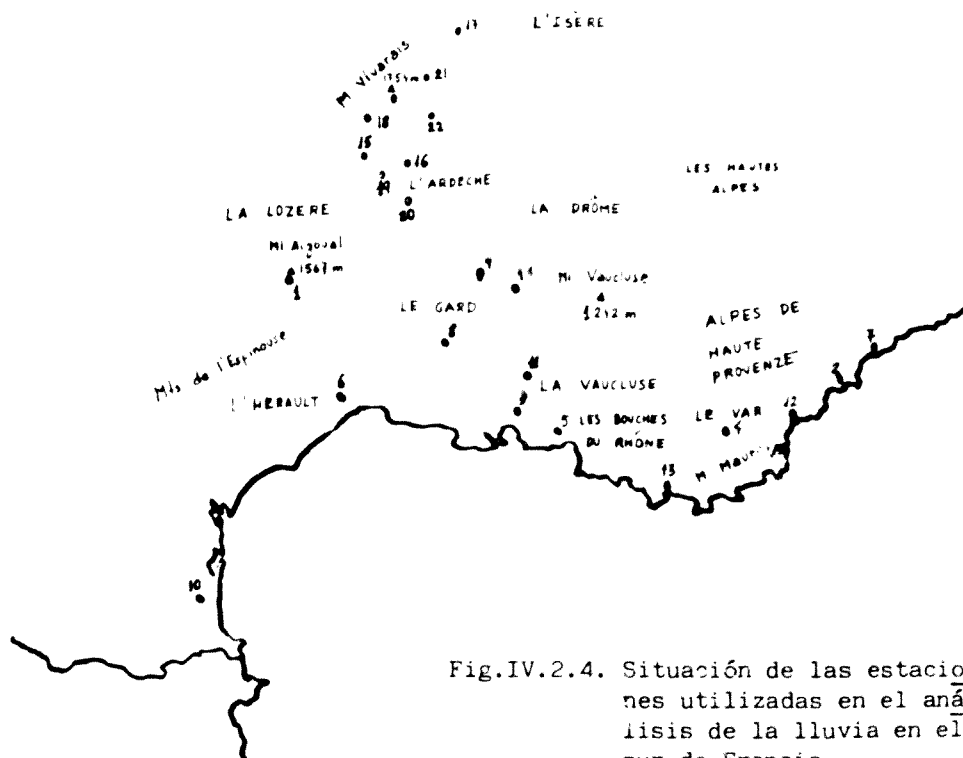


Fig.IV.2.4. Situación de las estaciones utilizadas en el análisis de la lluvia en el sur de Francia.

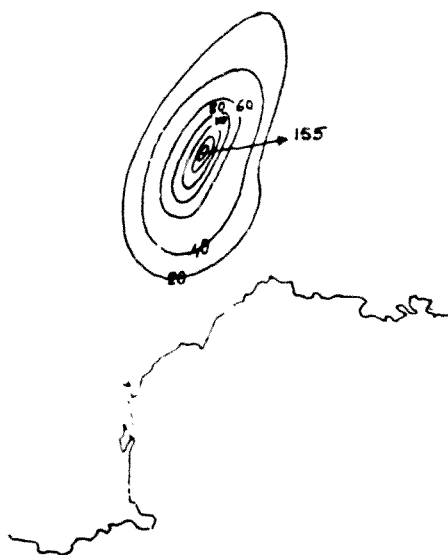


Fig.IV.2.5. Isoyetas del día 6

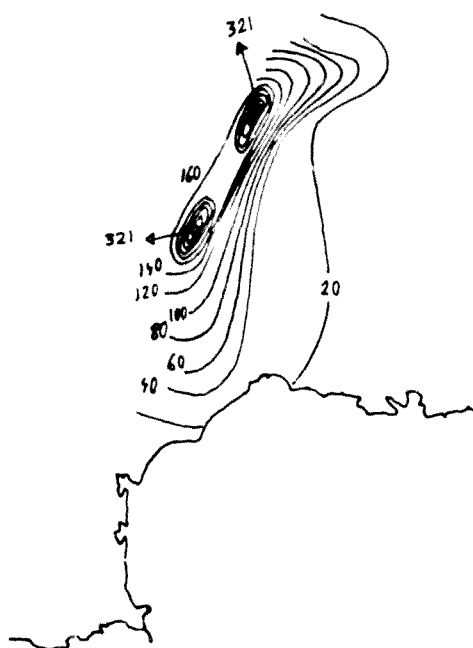


Fig.IV.2.6. Isoyetas del día 7

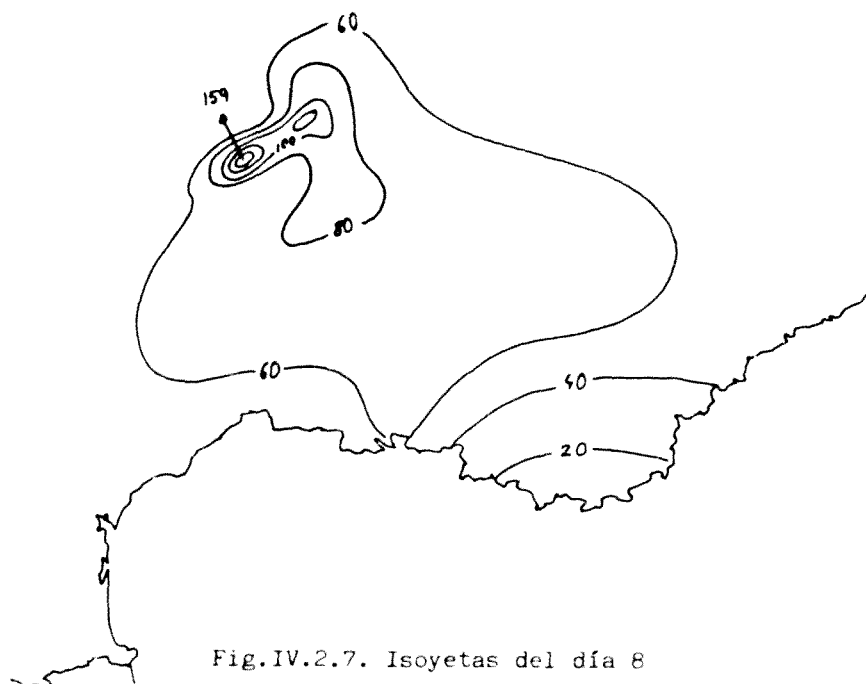


Fig.IV.2.7. Isoyetas del día 8

Obsérvese que a lo largo de los cuatro días la zona afectada por las lluvias se fue trasladando hacia el Este. El presente episodio fue el más importante registrado en Francia en los últimos 35 años.

b. Distribución de la lluvia entre los días 6 y 8 en los Pirineos Orientales

En un segundo análisis más detallado se han tomado los datos de 234 estaciones distribuidas en Aragón, Cataluña y la vertiente francesa de los Pirineos Orientales y Centrales (fig.IV.2.8). Si bien en un principio se seleccionaron de tal forma que la red fuese homogénea, hubo que sustituir algunas que no funcionaron durante el episodio por otras lo más próximas posible a ellas. En la tabla A.IV.2 se indican las precipitaciones recogidas en las diversas estaciones que se presentan en las figuras IV.2.9 -IV.2.11.

El inicio del episodio lluvioso tuvo lugar hacia las 0600 TMG del día 6, finalizando el 8 entre las 0600 y las 1800 TMG. Duró por tanto entre 48 y 60 horas sin interrupción, recogándose las máximas cantidades entre las 13 y las 24 horas del día 7. En algunos lugares, la lluvia se prolongó hasta el día 9 (Gerona, 5,6 mm; Ribas, 10 mm...) e incluso hasta el día 10 (San Baudilio, 8,2 mm,...)

El día 6 ya se registraron valores muy notables (Fig.IV.2.9), siendo las zonas más afectadas la cuenca superior del Cinca (Gistain Molino, 200,3 mm...), la cuenca superior del Segre y del Llobregat (La Molina, 214 mm, ...) y la cabecera del río Tet en el Rosellón (260 mm en Py), lo que inició el fuerte aumento de caudal en tales ríos, al que se añadía además la lluvia que iba cayendo a lo largo de su trayecto y que en algunos puntos volvía a ser considerable. El día 7 (fig.IV.2.10) la distribución apenas cambió, atenuándose el máximo sobre el Segre e incrementándose el situado al Noreste de Andorra (L'Hospitalet, 240 mm), responsable de las inundaciones que asolaron este país. También se incrementaron los situados sobre el Cinca, Llobregat y Tech (408 mm en Vallcebollere y Osseja, 341 mm en La Molina, 290 mm en el refugio de Goriz), añadiéndose otros sobre los ríos Noguera Pallaresa y Noguera Ribagorzana (Vilaller, 178 mm; Capdella, 252 mm ...). En este día también fueron notables las precipitaciones sobre el Montseny (100,4 mm) y las estribaciones pirenaicas costeras (Port Bou, 120 mm). El día 8



Fig.IV.2.9. Configuración de las isoyetas del día 6 de Noviembre de 1982



Fig.IV.2.10. Configuración de l. s isoyetas del día 7 de Noviembre de 1982



Fig.IV.2.11. Configuración de las isoyetas del día 8 de Noviembre de 1982

(fig.IV.2.11) apenas llovió y los valores más altos se registraron entre las comarcas del Gironés, la Selva y la Garrotxa (Susqueda, 171,2 mm) y las cuencas superiores de los ríos Gállego y Aragón (San Juan de la Peña, 60,4 mm). (En la figura IV.2.11 se han trazado las isoyetas de 10 en 10 mm para una mayor precisión).

En el Torn-y-Garonne el nivel de agua subió 4 m en 24 horas y 6,5 m en Florac (Gard). En los ríos españoles las máximas avenidas acaecieron el día 8, como muestra la tabla siguiente (Novoa, 1985).

Tabla IV.1.1

Avenidas

Río	Estación	Nº	Cuenca (km ²)	Avda máxima (m ³ /s)	Caudal relativo l/s/km ²	Fecha
Ebro	Tortosa	27	84.230	3.200	38	9-11-82
Segre	Puigcerdà	21	297	600	2.020	8-11-82
	Seu d'Urgell	23	1.233	1.000	811	8-11-82
	OLiana	83	2.700	2.000	740	8-11-82
	Lleida	24	11.369	3.200	281	9-11-82
Noguera Pallaresa	Pobla de Segur	146	1.950	620	318	8-11-82
	Camarasa	169	2.820	1.300	460	8-11-82
Noguera Ribagorzana	Pinyana	97	1.757	180	409	8-11-82
Llobregat	Martorell	5	4.561	1.600	328	9-11-82
Cardener	Mauresa	2	1.332	600	450	8-11-82
Ter	Ripoll	33	738	1.000	1.355	8-11-82
	Sau-Roda	19	1.523	1.300	853	8-11-82

La máxima cantidad recogida en 24 horas de que se tiene constancia corresponde a Vallcebollere y Ossejà, con 408 mm, y en todo el episodio a la Molina con 556 mm, en la vertiente española, y a Py con 610 mm, en la vertiente francesa. (Se ha hablado de que en el refugio de Goriz se registraron 650 mm; pero no existe medida fidedigna en los datos oficiales de los Servicios Meteorológicos Español y Francés).

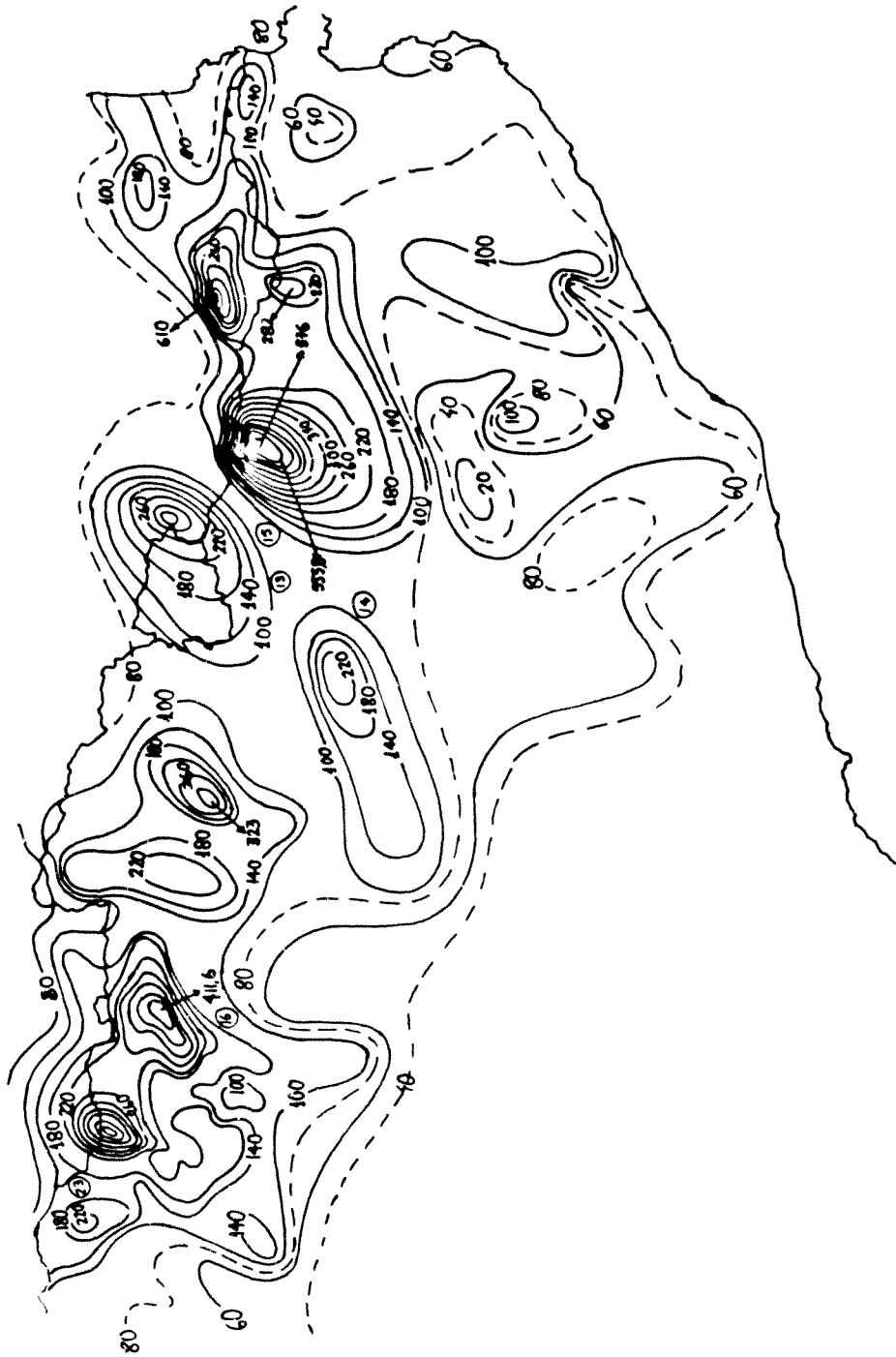


Fig. IV.2.12. Configuración de las isoyetas de los días 6 a 8 de Noviembre de 1982

En la figura IV.2.12 se representa la lluvia total recogida entre los días 6, 7 y 8, habiéndose trazado las isoyetas con intervalos de 40 en 40 mm. Aunque, como ya se ha dicho, la lluvia afectó a toda Cataluña, los valores más altos se situaron en el Pirineo y sobre todo en aquellas zonas en donde se daba una conjunción entre las cimas más altas y la orientación adecuada de la montaña. En efecto, teniendo en cuenta que el flujo era de componente Sur-Sureste, una orientación de la cadena montañosa SW-NE permitió una incidencia perpendicular sobre la ladera, forzando el ascenso vertical. Lamentablemente, no se dispone de datos de viento en las zonas más afectadas, lo que sería interesante, ya que la propia orografía puede alterar tanto su dirección como su velocidad. (Sin embargo, como se verá más adelante, las líneas de corriente a 850 hPa muestran concordancia con las direcciones mencionadas, que son las óptimas para producir precipitación orográfica.) En el refugio de Goriz, situado al pie del Monte Perdido y al final de un encajonado valle, el factor más importante fue tal vez el efecto de canalización (el viento se vió forzado a pasar entre dos montañas elevadas, al final de las cuales debió remontar el Monte Perdido, de 3.355 m de altitud). Obsérvese, por tanto, que la lluvia también afectó a los Pirineos Occidentales, aunque sólo en parte y más localmente. Los máximos registrados en algunos puntos de poca altura pueden ser debidos a que las montañas más próximas desviasen el flujo incidente obligando a rodearlas. Esto ocurre sobre todo en el Pirineo Central, donde algunas cadenas muy elevadas orientadas en dirección E-W obligarían al flujo a esquivarlas.

La precipitación también fue mayor en la parte más oriental del Pirineo, lo que se justificaría porque la masa de aire húmedo habría recorrido menos camino desde el mar. Así, el primer máximo correspondiente al Pico del Canigó es el más elevado de todos y, efectivamente, si el viento ha incidido perpendicularmente a la costa, esta sierra es el primer obstáculo importante que encuentra. A medida que se avanza hacia el Oeste de la cadena pirenaica, la masa de aire habrá recorrido mayor camino y habrá tenido que ir superando otros obstáculos, tales como la cadena prelitoral (el aire que llega a la Sierra del Cadí ya ha pasado por el Montseny y el que llegaría a la Pica d'Estats ya habría pasado por el Cadí). Si efectivamente la dirección fuese en todo momento del Sureste o del Este, cada montaña iría mitigando el efecto de la lluvia a medida que se fuese penetrando hacia el NW.

Debido a que sólo se dispone de la lluvia acumulada en 24 horas, no es posible analizar su estructura fina. Sin embargo, observando su distribución en 24 y en 72 horas se intuye el desarrollo de núcleos tormentosos del tipo multicelular o incluso supercelular en lugares preferentes que son prácticamente los mismos durante todo el episodio. Para justificar esta localización se pueden establecer dos hipótesis: regeneración de células tormentosas muy localizadas y sin apenas movimiento de traslación y tormentas con un ciclo vital "pulsante" a lo largo de su trayectoria, es decir, que tras la fase de disipación se revitalizan, iniciándose un nuevo ciclo mientras se van trasladando, lo que es posible si en la troposfera baja y media los vientos son fuertes. En ambos casos, el efecto orográfico es decisivo en el desarrollo de los cumulonimbos. En cuanto a las elevadas cantidades recogidas, cabe también la posibilidad de precipitación moderada pero persistente durante las 24 horas. Dado que no se conservan imágenes de satélite y no existe ni existía radar meteorológico en la zona, no se puede decidir entre las diversas alternativas. Según el testimonio de algunos testigos presenciales, parece ser que se produjeron tormentas con lluvias de gran intensidad pero poco aparato eléctrico, mientras que en el intervalo de tiempo transcurrido entre tormenta y tormenta, apenas dejó de llover.

En la tabla expuesta a continuación se indican las cimas montañosas cerca de las que se registraron las máximas precipitaciones (se toma la cantidad de lluvia recogida en todo el episodio).

Tabla IV.1.2

R(mm)	Pico	(m) h	Estación
610	Pico de Canigó	2.785	Py
	Puig de Trezevents	2.763	
576,2	Puigmal	2.909	Vallcebollere
555,8	Tossa	2.537	La Molina
344	Pic Carlit	2.921	L'Hospitalet
323	Pic del Pessó	2.790	Cabdella
233	Boumort	2.076	Orgañà
237	Coll d'Espina	1.430	Vilaller
	otros picos un poco más alejados	2.400	
411,6	Cotiella	2.912	S. Juan Plan
500	Monte Perdido	3.355	Goritz
244	Pic de Vignemale	3.303	

(Se carece de datos en las proximidades de la Pica d'Estats y del Ane to)

Obsérvese la configuración cerrada de las isoyetas en áreas relativamente reducidas que prácticamente son las mismas durante los dos días. En la tabla IV.2.3 se indica el diámetro medio y la máxima precipitación registrada en cada una de estas zonas, fijando diversas isoyetas límite (en algún caso, una isoyeta límite puede encerrar varios núcleos).

Tabla IV.2.3

Isoyeta límite (mm)	Diámetro medio (km)(situación en el mapa).....Medio de los diámetros.....								Medio de todos los diámetros			
	Máxima precipitación registrada.....										
I.L.	UN SOLO NUCLEO				VARIOS NUCLEOS							
24 horas	20	28,1(22)	13,1(10)	36,4(8)					25,9			
		54	60,4	71,2								
	40	23,3(9)	24,4(6)	31,5(2)	39,4(1)					29,7		
		61	99	214	214							
	60	11,3(5)	12,4(6)	15,4(7)	18,4(4)	27(2)	22,5(1)	24,8(3)	18,8	36(11)	21	
		85	99	80,3	117	214	214	200,3		170,109		
	80	8,7(4)	14,2(1)	39,6(20)					20,5	28,1(21)	36,8(12)	25,3
		117	214	290						175,248,6	260,155,8	
	100	6,4(11)	16,9(12)	21(11)	30,4(12)					18,7	38,3(18)	22,6
		100,9	155,8	170	260						170,258	
140	4,9(11)	11,7(20)					8,3					
	170	290										
160	5,3(18)	4,9(21)	6,8(17)	21,8(18)					11,2			
	170	175	248,6	258								
200	8,6(19)	15,4(19)	26,3(19)					16,8	45,4(19)	12,9		
	231	350	408						408,350,231			
TOTAL	100	43,9(13)	46,5(14)					45,2				
		344	233									
	140	6,8(15)	14,6(15)					10,7	80,6(15)	57		
		145	192						576,610,192,282,145			
	180	18,8(14)	26,3(17)	12,4(23)	21,8(17)					19,8	35,3(17)	18,9
		233	237	244	323						237,323	
220	10,1(15)	33,8(15)	18,4(15)					20,8				
	282	576	610									
260	15(16)	16,5(16)					15,8	31,5(16)	23,5			
	411,6	500						411,6,500				

El tamaño de cada una de estas zonas da una idea aproximada de las dimensiones del área precipitante dominada por las corrientes de descenso de cada nube o conjunto de nubes. Es importante señalar que se ha observado proporcionalidad entre dicho tamaño y la precipitación más alta registrada. La figura IV.2.13 presenta las rectas de regresión obtenidas para las isoyetas límite consignadas en la tabla anterior.

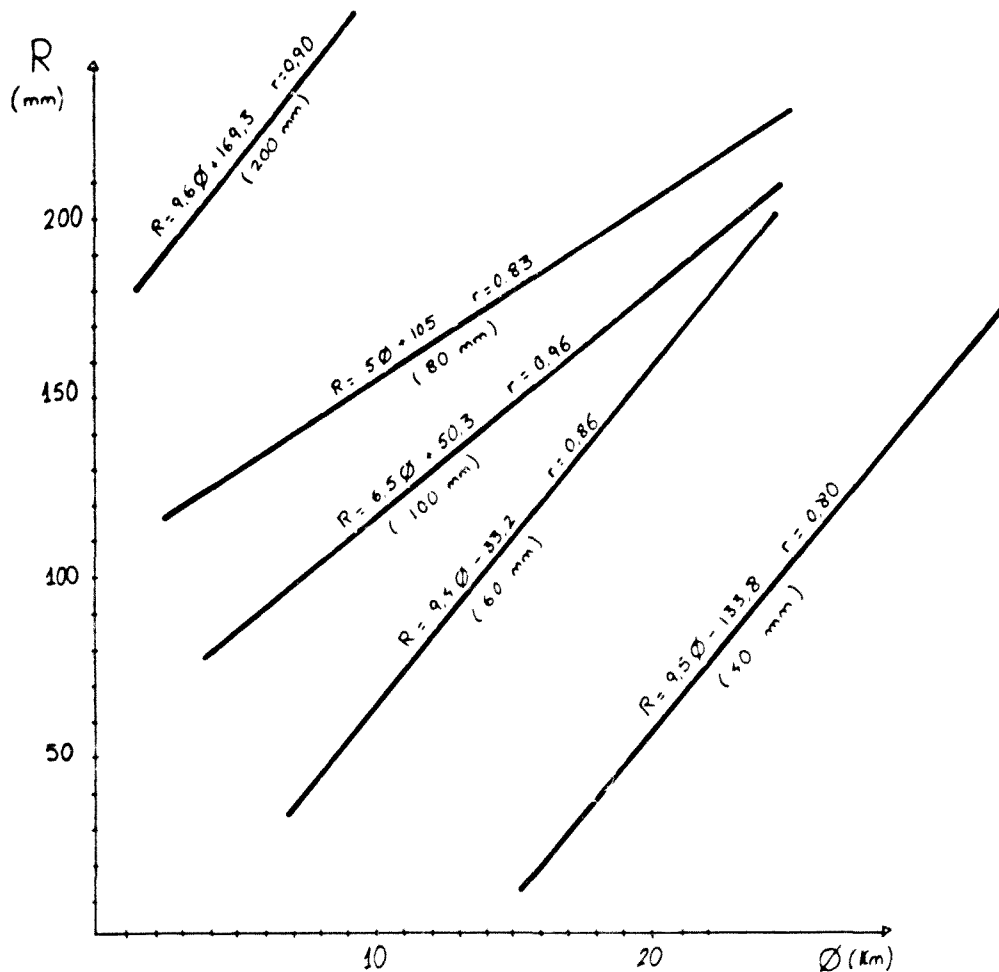


Fig.IV.2.13. Relación entre el diámetro de los "núcleos" de lluvia y la máxima precipitación alcanzada en ellos en 24 horas.

Debe recordarse, no obstante, la tosquedad de la red de observación, lo que hace posible perder información en pequeña escala.

En la tabla IV.2.4 se indica el gradiente medio de precipitación en las diversas zonas. Para su obtención se han seleccionado aquellas con mayor abundancia de datos, imponiéndose en general que se alcanzasen precipitaciones superiores a las 100 mm, y tomándose siempre puntos en los que hubiese estaciones.

Se comprueba que, entérmino medio, el gradiente es mayor hacia el Norte, alcanzándose valores de 5,8 mm/km y 4,6 mm/km, los días 6 y 7, y de 8,5 mm/km en todo el episodio.

Los núcleos presentan una forma preferentemente elíptica, con el máximo más cerca de uno de los focos que del centro y con el eje mayor dirigido de Suroeste a Noreste.

Tabla IV.2.4

Zona	$\bar{\nabla}$	
6	1	1,6
	2	1,8
	3	1
	11	0,4
	12	2,8
7	19	2,3
	19	3,1
	18	0,7
	19	0,8
8	8	0,4
T	15	4,8
	13	1,2
	14	0,6
	17	1,7
	17	0,7
	16	2,0

La discrepancia de gradientes según la dirección que se tome es tanto mayor cuanto más altos sean éstos. Por ejemplo, en la número 18 es de 0,4 mm/km hacia el Oeste, de 0,9 mm/km hacia el Norte y hacia el Este y de 0,7 mm/km hacia el Sur, mientras que en la 19 es de 4,6 mm/km hacia el Norte, de 1,5 mm/km hacia el Este y de 0,9 mm/km hacia el Sur.

IV.2.2 Situación sinóptica y evolución del episodio

a. Análisis en superficie

El día 5 se observa la aproximación de un frente frío ondulado por el Atlántico, que se extiende desde los 62°N a los 32°N hacia 15°W, mientras que las altas presiones sobre Escandinavia se prolongan hasta Africa del Norte (fig.IV.2.14).

El día 6 se detecta una ciclogénesis importante en el Atlántico que culmina en una depresión. Esta se profundiza rápidamente mientras avanza hacia el Cabo de Finisterre, alcanzando los 965 hPa y aproximándose a una velocidad de unos 20 Kt (fig.IV.2.15). A las 03 TMG el frente arriba mencionado, que se está haciendo casi estacionario, ya ha invadido el sector oeste de la Península (fig.IV.2.16). A partir de mediodía las bajas presiones se extienden desde Portugal hasta el Golfo de Vizcaya (figs. IV.2.19 y IV.2.21). Mientras tanto, el anticiclón centrado sobre el Báltico se ha ido reforzando, siendo a las 12 TMG de 1032 mb.

A partir de las 03 TMG de este día se observa a lo largo de todo el episodio un máximo de temperatura en Inglaterra (12°C, la misma temperatura que en la costa mediterránea) que se extiende hasta el mar del Norte y que es debido a la penetración de aire cálido. Asimismo, el máximo observado bajo el anticiclón es probablemente motivado por la subsidencia.

Durante este día se registran las primeras precipitaciones importantes sobre el Pirineo y la región de Aiguail en Francia, en donde empezó a llover a las 09 TMG.

El día 7 (figs.IV.2.22-IV.2.27) tanto la depresión como el anticiclón se refuerzan, alcanzando la primera los 954 hPa. Se engendra así un gradiente de presión muy importante entre los meridianos de 15°W y 10°E, al que se añade el efecto del relieve, llegándose a registrar un gradiente medio de presión de 4 hPa/100 km en 1800 km. Sin embargo, el descenso de presión sobre España y el Suroeste de Francia es mucho más notable que la evolución del campo bórico más hacia el Este, lo que comporta un gradiente en el campo isalobárico. Aparece así una componente isalobárica del viento que refuerza su componente este y contribuye a su aceleración, en lo que participan también las cadenas mon

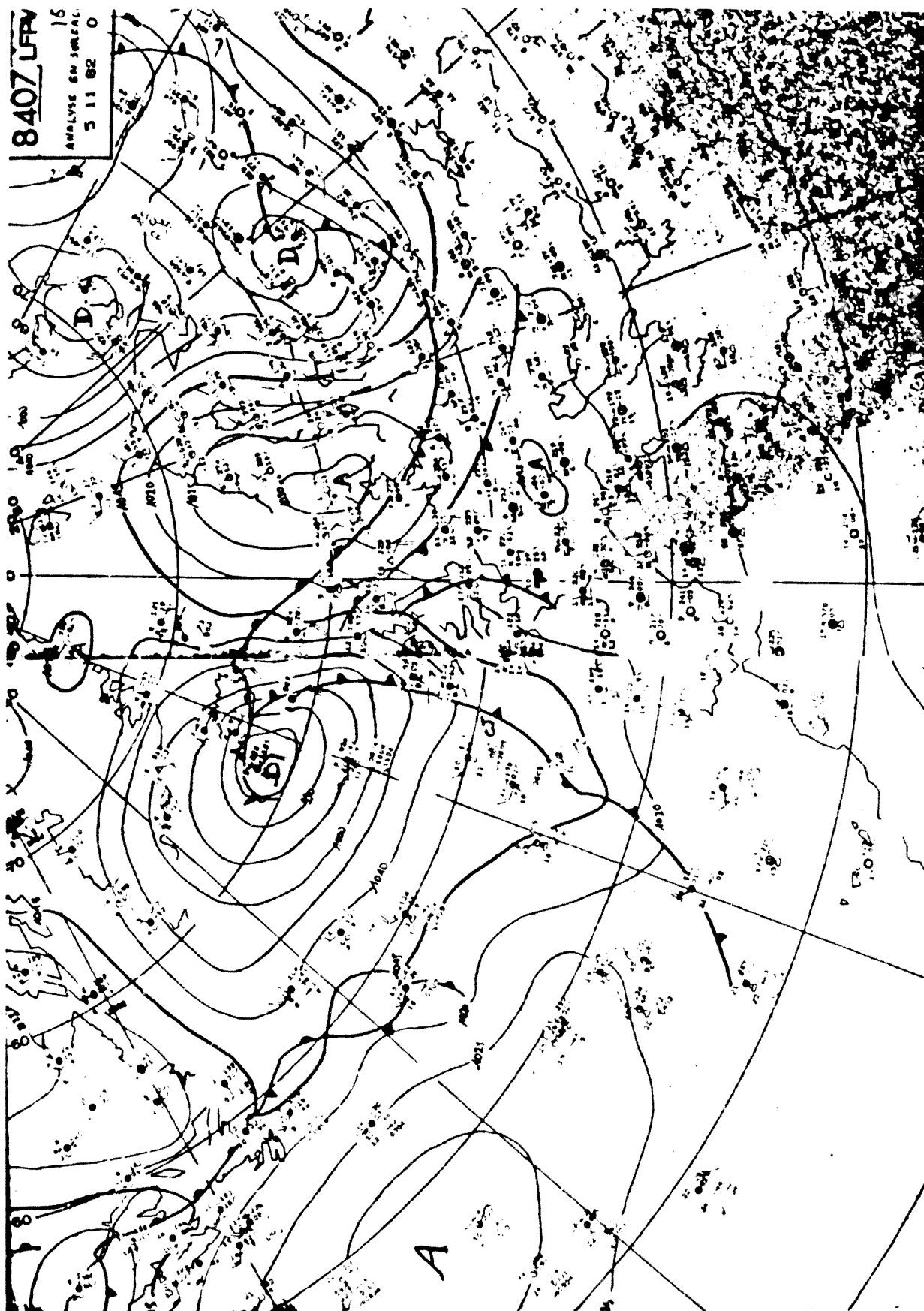


Fig.IV.2.14. Análisis en superficie del día 5 de Noviembre de 1982 a 00 TMG

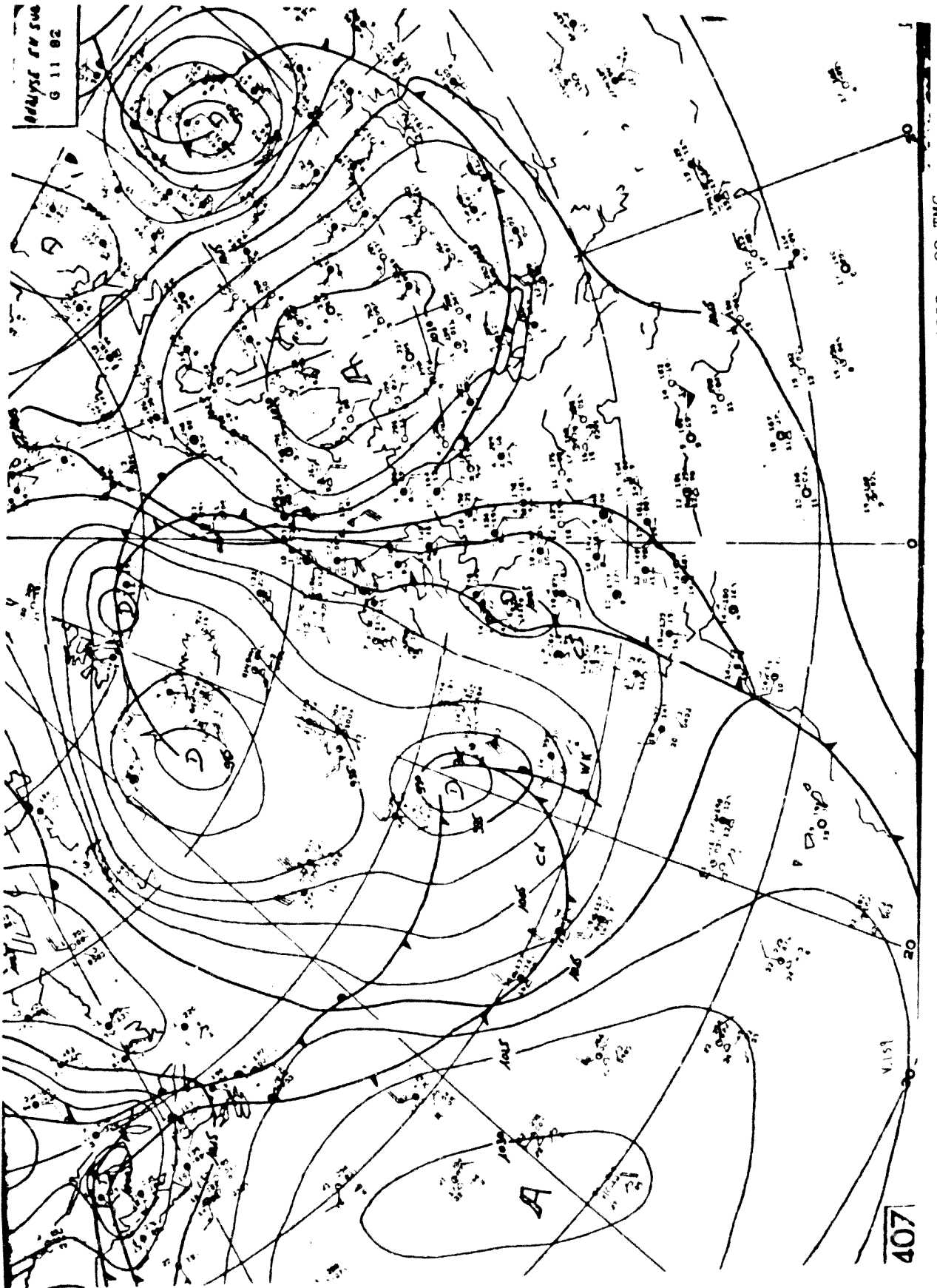


Fig.IV.2.15. Análisis en superficie del día 6 de Noviembre de 1982 a 00 TMG

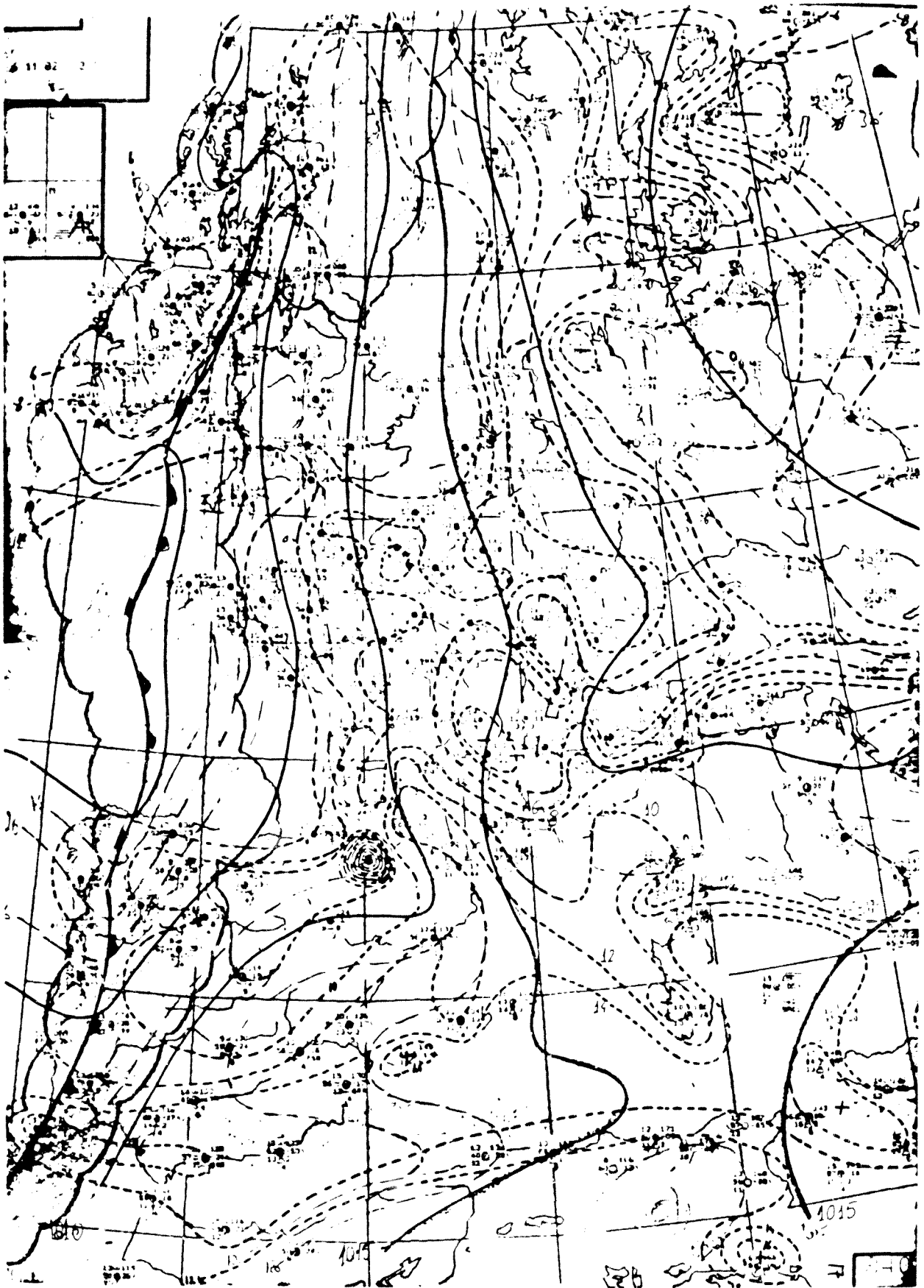


Fig.IV.2.16. Análisis de superficie del 6 de Noviembre de 1982 a 03 TMG

— Isobaras

- - - Isothermas

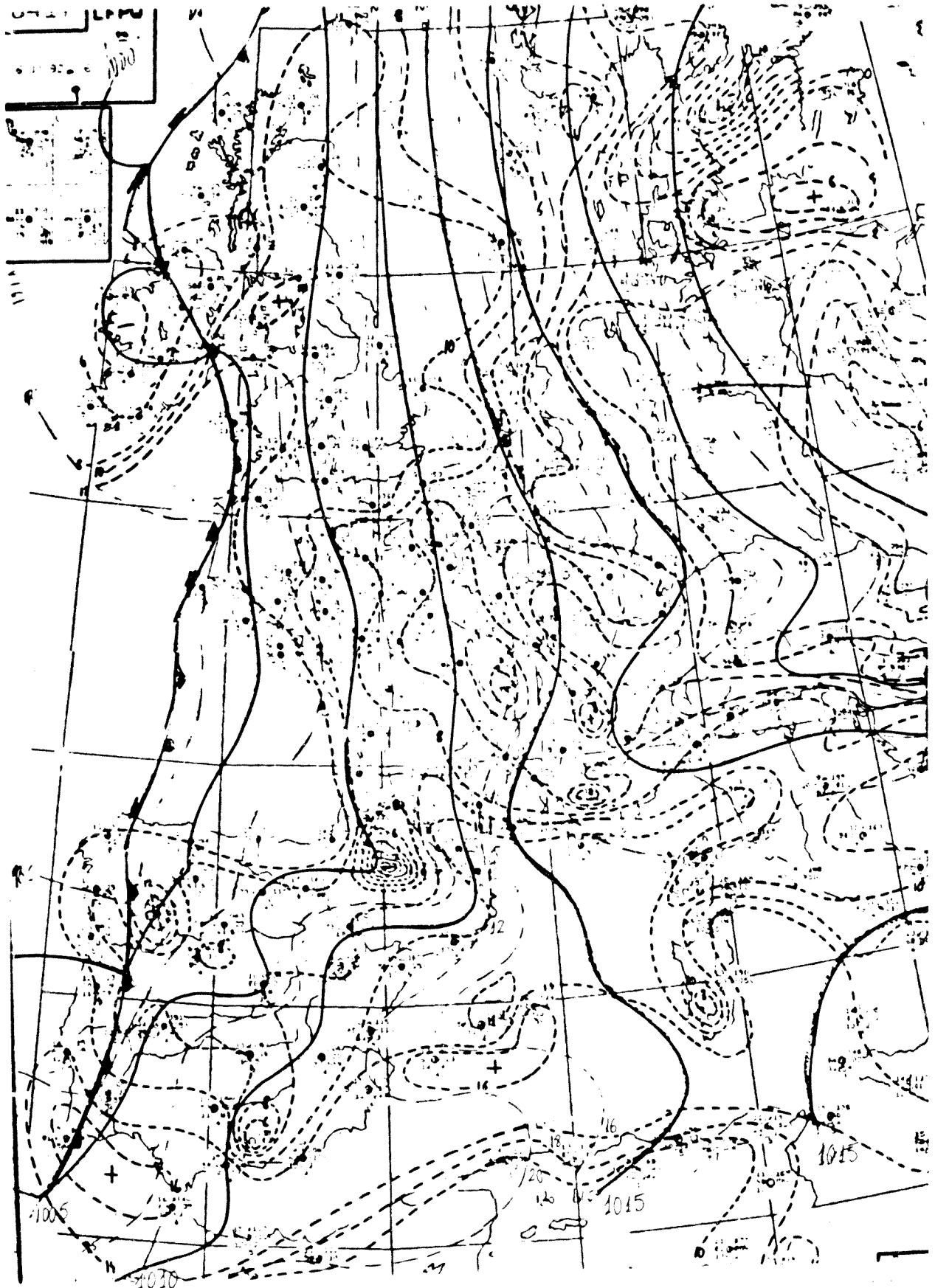


Fig.IV.2.17. Análisis en superficie del 6 de Noviembre de 1982 a 06 TMG

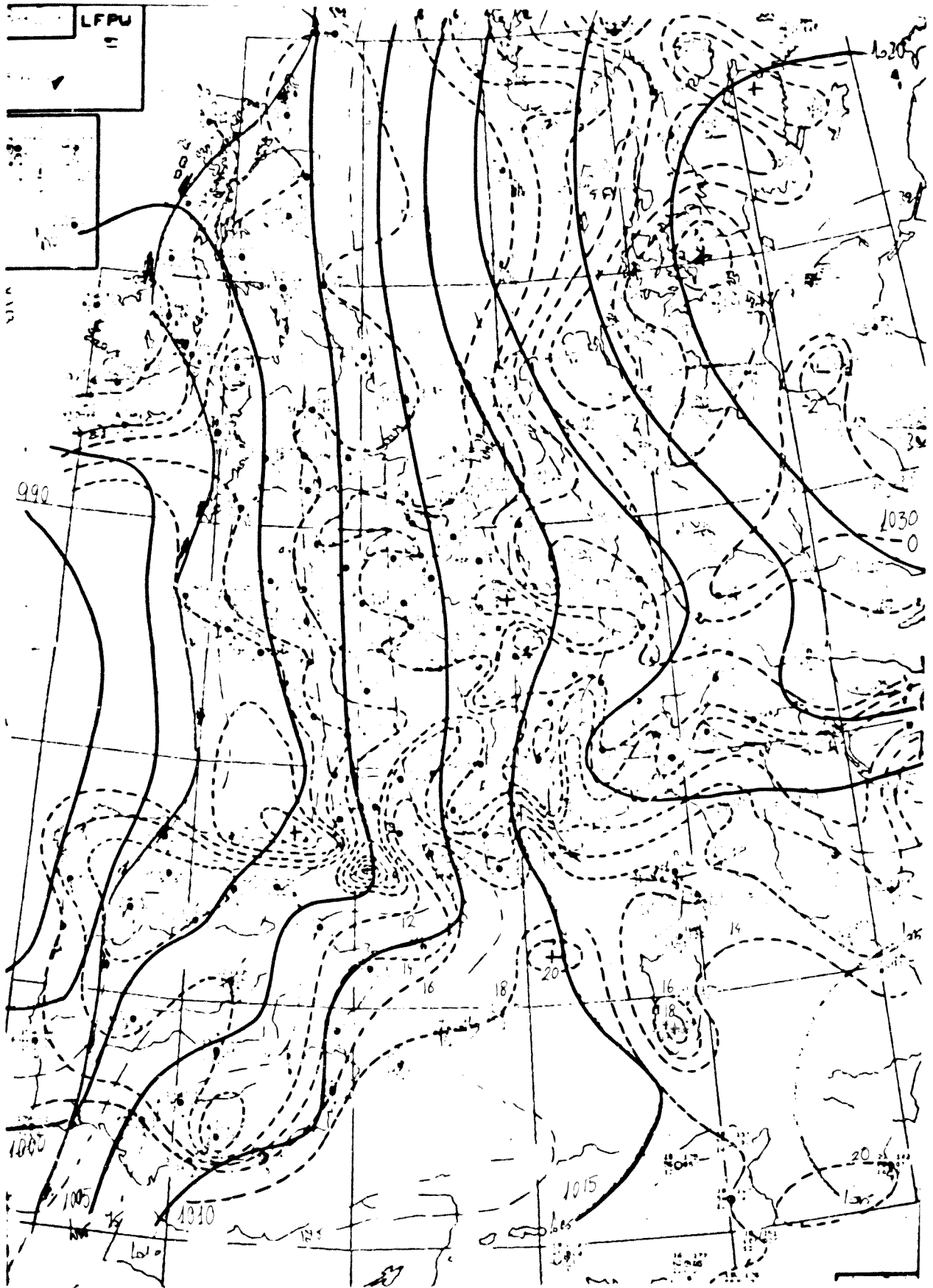


Fig.IV.2.18. Análisis en superficie del 6 de Noviembre de 1982 a 09 TMG

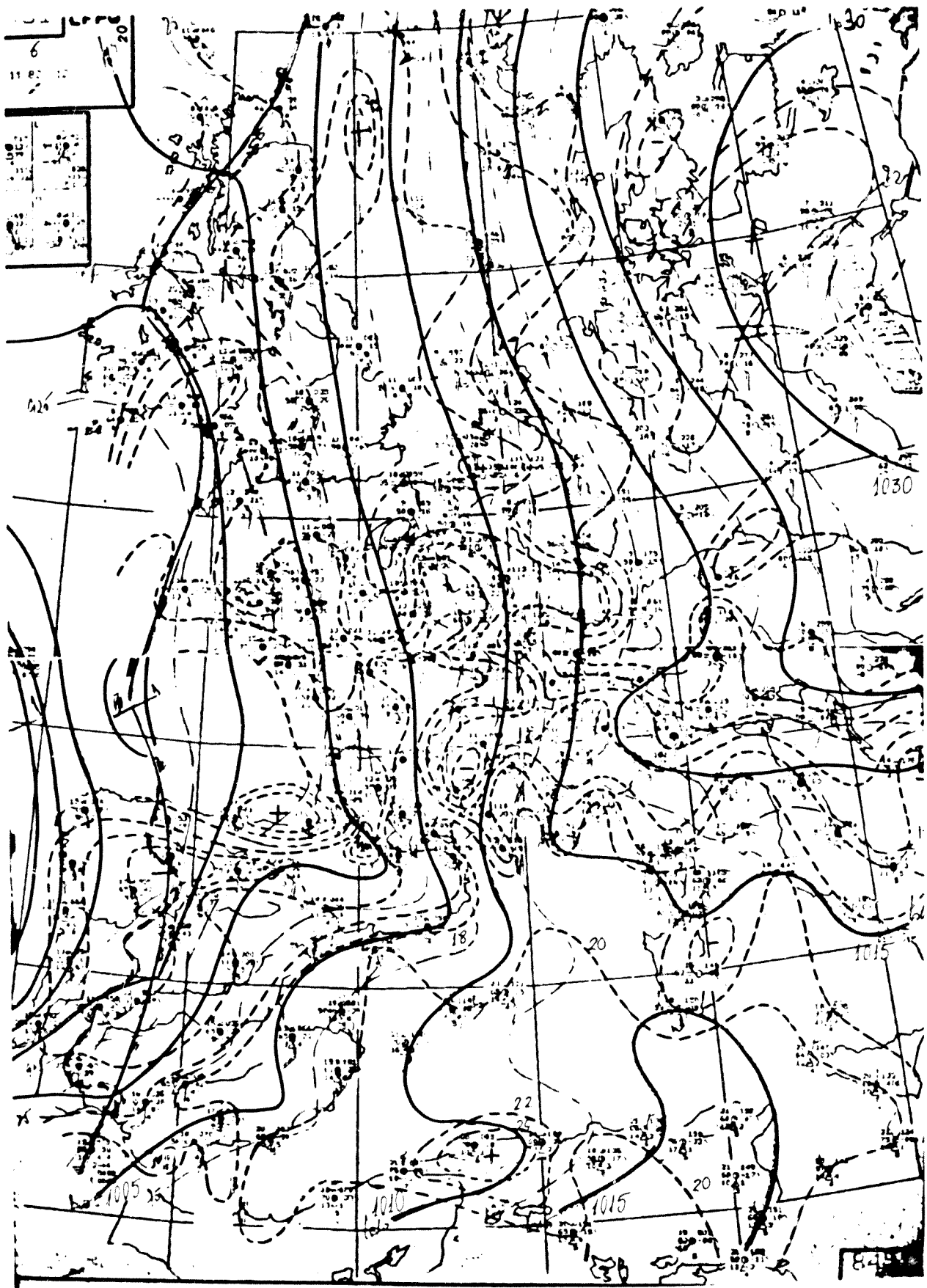


Fig.IV.2.19. Análisis en superficie del 6 de Noviembre de 1982 a 12 TMG

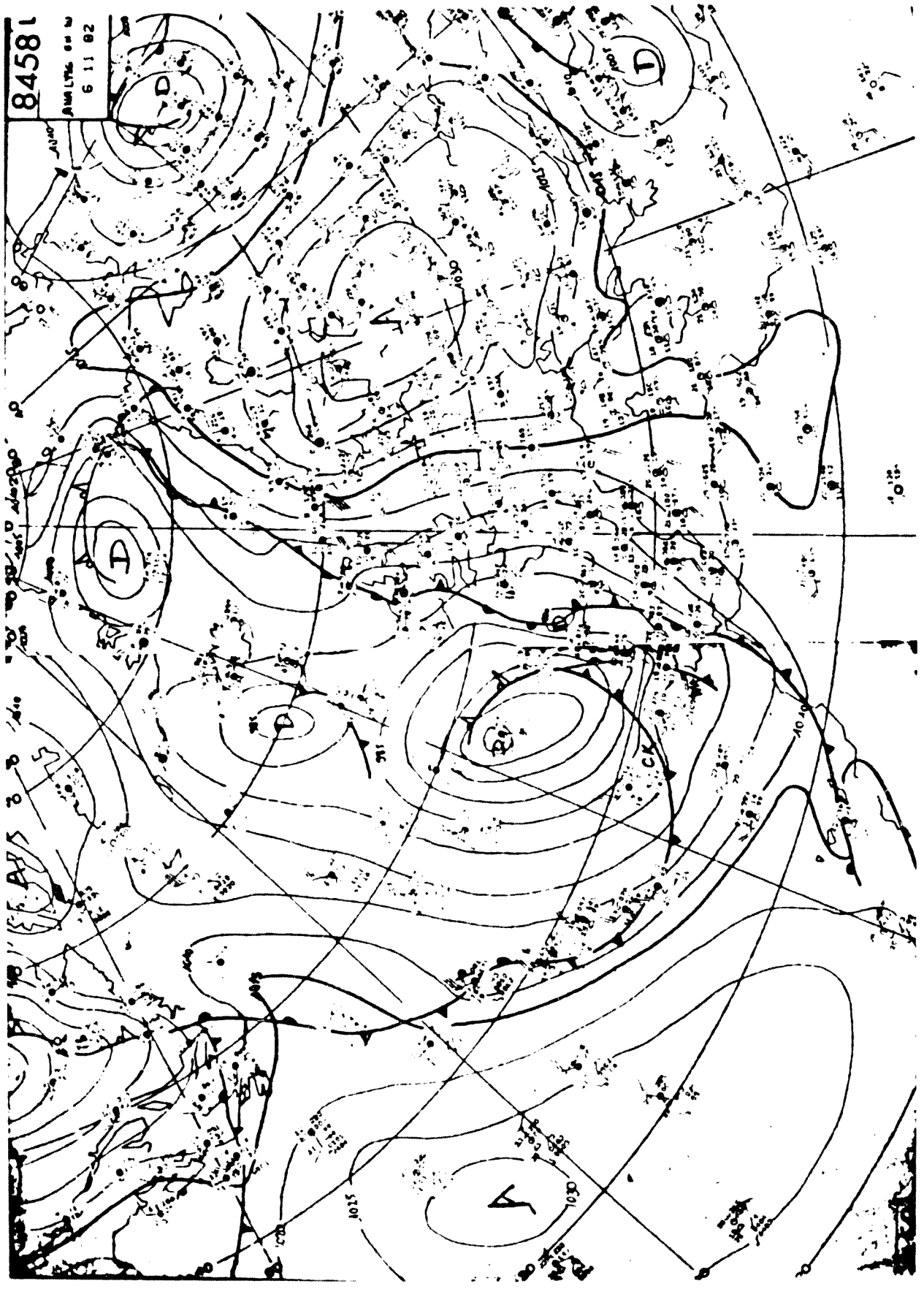


Fig.IV.2.20. Análisis en superficie del dfa 6 de Noviembre de 1982 a 12 TMG